Doctorat de 3e Cycle
N° d'ordre

THESE

PRÉSENTÉE

A

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3eme CYCLE

SPECIALITE : SCIENCES DE LA TERRE

MENTION : GEOLOGIE APPLIQUEE

PAR

Jean COLLART

LA ZONE DES BRECHES DE TARENTAISE

ENTRE MONTGIROD ET LE VALLON DU CORMET D'ARECHES. (au Nord de Moûtiers) Savoie

SOUTENUE LE JUIN 1973, DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

R. BARBIER	Professeur	Président
J. DEBELMAS	Professeur	Examinateur
P. ANTOINE	Maître Assistant	Examinateur

Doctorat de 3e Cycle
N° d'ordre

THESE

PRÉSENTÉE

A

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3eme CYCLE

SPECIALITE : SCIENCES DE LA TERRE

MENTION : GEOLOGIE APPLIQUEE

PAR

Jean COLLART

LA ZONE DES BRECHES DE TARENTAISE

ENTRE MONTGIROD ET LE VALLON DU CORMET D'ARECHES. (au Nord de Moûtiers) Savoie

SOUTENUE LE JUIN 1973, DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

R. BARBIER	Professeur	Président
J. DEBELMAS	Professeur	Examinateur
P. ANTOINE	Maître Assistant	Examinateur

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41534927_0053

AVANT-PROPOS

C'est grâce à la confiance que Monsieur le Professeur R. BARBIER et Monsieur P. ANTOINE m'ont témoignée en me proposant cet intéressant sujet, et grâce à l'attention avec laquelle ils ont suivi mon travail, tant sur le terrain qu'au cours de la rédaction, que j'ai pu mener mes recherches dans les meilleures conditions ; je leur dois toute ma reconnaissance.

Je remercie vivement Monsieur le Professeur J. DEBELMAS qui a bien voulu accepter de faire partie du jury.

Je tiens à apporter le témoignage de toute ma gratitude aux personnes qui, tant parmi les enseignants que parmi les techniciens du Laboratoire de Géologie de Grenoble, m'ont apporté leurs conseils ou leur aide.

Je remercie également Monsieur et Madame TELMAT à qui je dois respectivement mes lames minces et la dactylographie du texte, ainsi que Monsieur CHABERT qui en a assuré l'impression.

TABLE DES MATIERES

Pages

INTRODUCTION

1. - LOCALISATION GEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE SOMMAIRE DE LA REGION ETUDIEE 1

2. - OBJET ET BUT DE CE TRAVAIL 1

3. - HISTORIQUE 1

4. - PLAN DE L'EXPOSE 4

PREMIERE PARTIE

Un fait structural nouveau : le pli couché de Roche à Thomas-Crêt du Rey et ses conséquences paléogéographiques 5

DEUXIEME PARTIE : STRATIGRAPHIE

Remarque préliminaire

CHAPITRE I : LE PERMOCARBONIFERE 13

1. - Généralités 13
2. - Description des coupes 14
3. - Pétrographie des sédiments 15
   3.1. - Composition des roches de la série permocarbonifère 15
      3.1.1. - Observation des échantillons en section polie, à la loupe binoculaire .. 15
      3.1.2. - Observation au microscope 15
         3.1.2.1. - Eléments détritiques 15
         3.1.2.2. - Minéraux secondaires 16
   3.2. - Caractères sédimentologiques 16

4. - Sédimentogenese-Milieu de dépôt - Géodynamique - Variation de faciès du Permo-Carbonifère . 16
   4.1. - En fonction de la composition minéralogique 16
   4.2. - En fonction des caractères sédimentologiques 17
   4.3. - Géodynamique 17

Pages

5. - Age de la série des "Schistes de la Bagnaz" 17

6. - Paléogéographie 17

CHAPITRE II : LE TRIAS

1. - Généralités 19

2. - Description des coupes 19
2.1. - Coupe de la Bagnaz 19
2.2. - Coupe du Passage de Villette - Pointe du Col 21
2.3. - Coupe de Montgirod 21
2.4. - Coupe de Villette (ancien couvent) 21
2.5. - Coupe de Pra-Plan 21
2.6. - Coupe du lac de Cau 21
2.7. - Coupe de Charves - Plan Villard 22
2.8. - Conclusion : division lithostratigraphique du Trias supérieur 22

3. - Pétrographie - Sédimentogenèse-Milieu de dépôt - Variation de faciès des formations du Trias supérieur . 23
3.1. - Introduction - Terminologie 23
3.2. - Etude des formations du Trias supérieur 23
3.2.1. - Milieu marin : zone des brèches de Villette 23
3.2.2. - Milieu à tendance de haut-fond lagunaire 23
3.3. - Conclusion relative aux brèches du Trias supérieur 24

4. - Age des formations du Trias supérieur 24
4.1. - Introduction 24
4.2. - Age des formations déposées sur la zone de haut-fond 25
4.3. - Age des formations déposées en milieu marin à Villette 25
4.4. - Conclusion relative à l'âge des brèches triasiques 25

5. - Géodynamique et paléogéographie au Trias supérieur 27
5.1. - Fin du Ladinien 27
5.2. - Au Carnien inférieur 27
5.3. - Au Carnien moyen 27
5.4. - Au Carnien supérieur - Norien 27
5.5. - A la fin du Norien - début du Rhétien 27
5.6. - Pendant le Rhétien 28
5.7. - La transgression liasique 28

CHAPITRE III : LE JURASSIQUE 29

1. - Généralités 29

2. - Description des coupes 31
2.1. - Coupe de la Bagnaz 31
2.2. - Coupe du Quermoz 31
2.3. - Coupe de la Pointe du Col 31
2.4. - Coupe au SW de Préjeune 31
2.5. - Coupe de Villette (ancien couvent) 31
2.6. - Coupe de Pra-Plan 32
2.7. - Coupe du Crêt du Rey 32
2.8. - Coupe au Sud du lac du Cau 32
2.9. - Coupe de Charves - Plan Villard 33
2.10. - Conclusion : division lithostratigraphique du Jurassique 33

3. - Pétrographie, sédimentogenèse, milieu de dépôt, variation de faciès des formations du Jurassique 33
3.1. - Formation A : Calcaire 33
3.1.1. - Historique 33
3.1.2. - Pétrographie 33
3.1.3. - Variation de faciès et d'épaisseur 35
3.1.4. - Milieu de dépôt et sédimentogenèse des calcaires liasiques de Tarentaise 35

Pages

3.2. - Formation B - Schisteuse 35
3.3. - Formation C - Calcaire, calcaires gréseux, schistes, conglomérats du Quermoz 36
3.3.1. - Introduction - Historique 36
3.3.2. - Pétrographie 36
3.3.3. - Variations latérales de faciès et d'épaisseur 36
3.3.4. - Milieu de dépôt, sédimentogenèse 37

4. - Age des diverses formations jurassiques 37
4.1. - Formation A 37
4.2. - Formation B 37
4.3. - Formation C 37

5. - Géodynamique et paléogéographie au Jurassique 39
5.1. - Pendant le Lias 39
5.2. - Au Toarcien (?) 39
5.3. - A l'Aalénien 39
5.4. - Au Dogger 39
5.5. - Conclusions 40
5.6. - Remarques relatives au Brèches du Grand-Fond, du Niélard, et aux passées conglomératiques du Quermoz 40

CHAPITRE IV : LE CRETACE

1. - Introduction 41
1.1. - Historique de l'âge du "Flysch de Tarentaise" 41
1.2. - Généralités 41

2. - Description des coupes 42
2.1. - Coupe du lac d'Arcachat 42
2.2. - Coupe de Roche Durand 44
2.3. - Coupe des chalets de Laval 44
2.4. - Coupe du flanc inverse (secteur de Roche à Thomas) 44
2.5. - Coupe du flanc inverse (secteur de la base de la face E de la Pointe de l'Echelle) 45
2.6. - Coupe du flanc normal (secteur du Crêt du Rey) 45
2.7. - Coupe du flanc normal entre le Crêt du Rey et la roche de Corne Noire 46
2.8. - Coupe du flanc normal (secteur du lac de Cau) 46
2.9. - Coupe du flanc normal entre Corne Noire et la Pointe de l'Echelle 46
2.10. - Coupe du flanc normal (partie supérieure de la face E de la Pointe de l'Echelle) 47
2.11. - Coupe du flanc normal (secteur de Pra Plan, la Traversa, Thiabord) 47
2.12. - Conclusion : division lithostratigraphique du Crétacé 47

3. - Pétrographie, sédimentogenèse, milieu de dépôt, variation de faciès des formations de la série détritique de Tarentaise 50
3.1. - La formation hyperdétritique (Aroley) 50
3.1.1. - Les calcaires microbréchiques 50
3.1.2. - Les passées détritiques : conglomérats à ciment calcaire et grès calcarifères inférieurs . 50
3.1.3. - Conclusion relative à la sédimentogenèse de la formation hyperdétritique de Tarentaise. 52
3.2. - La formation des schistes noirs à quartzites verts (couches des Marmontains) 53
3.2.1. - Généralités 53
3.2.2. - Caractères sédimentologiques 53
3.2.2.1. - Les quartzites verts sensu stricto 53
3.2.2.2. - Les grès à ciment calcaire ou "pseudoquartzites verts" 53
3.2.2.3. - Les schistes noirs 53
3.2.2.4. - Le niveau "silicophylliteux" 55
3.2.3. - Milieu et conditions de dépôt et géodynamique des schistes noirs à quartzites verts 55
3.2.4. - Conclusion relative à la formation des schistes noirs à quartzites verts 55
3.3. - Les couches de passage au flysch ou grès calcarifère et conglomérats supérieurs 55
3.3.1. - Généralités 55
3.3.2. - Caractères sédimentologiques 55
3.3.3. - Condition et milieu de dépôt, géodynamique des couches de passage au flysch 56
3.3.4. - Variations latérales de faciès des couches de passage au flysch 56

Pages

3.4. - Le flysch ou couches de Saint-Christophe 56
3.4.1. - Généralités 56
3.4.2. - Etude lithostratigraphique et valeurs des cœfficients stratonomiques 57
3.4.2.1. - Coupe du Crêt du Rey 57
3.4.2.2. - Coupe de la Pointe de l'Echelle 57
3.4.2.3. - Valeur de cœfficient relevées dans du flysch appartenant au flanc inverse de la mégastructure chevauchante 57
3.4.3. - Evolution spatiotemporelle du flysch dans la région étudiée 59
3.4.3.1. - Rappel 59
3.4.3.2. - Commentaire de la figure 16 59
3.4.3.2. a - Evolution spatiale : l'affinement des sédiments vers l'Est 59
3.4.3.2. b - Evolution dans le temps ou évolution schisteuse et calcaire 59
3.4.3.2. c - Convergence de faciès dans le temps 59
3.4.3.2. d - Différence avec le domaine Roignais-Versoyen 59
3.4.4. - Etude pétrographique du flysch de la région étudiée 59
3.4.4.1. - Les passées gréseuses et microbréchiques 59
3.4.4.2. - Les calcaires gréseux ou gravelèux 59
3.4.4.3. - Les calcaires 61
3.4.4.4. - Les schistes 61
3.4.5. - Milieu et conditions de dépôt. Géodynamique 61
3.4.6. - Faciès du flysch et géodynamique 61

4. - Synthèse paléogéographique et géodynamique portant sur l'ensemble de la formation détritique de Tarentaise 62
4.1. - Introduction 63
4.2. - Commentaire du profil palinspastique 62
4.2.1. - Les rides 62
4.2.2. - Les "talus" des rides 62
4.2.3. - Les bassins 64
4.3. - Les sources du matériel détritique 64

5. - Conclusions 66

6. - L'âge de la série détritique de Tarentaise au Nord de l'Isère 66

7. - Remarque importante : du Tertiaire existerait-il au Nord de Moûtiers ? 67

TROISIEME PARTIE : TECTONIQUE

1. - Introduction 71

2. - Description des coupes et mise en évidence des structures 71
2.1. - Au Nord Est du Nant de Tessens : le pli couché kilométrique de Roche à Thomas-Crêt du Rey ; unités tectoniques superposées 71
2.1.1. - Localisation de la structure étudiée 71
2.1.2. - Analyse des faits d'observation 71
2.2. - Au Sud Ouest du Nant de Tessens : l'unité inférieure et l'unité du Quermoz 74
2.2.1. - Introduction 74
2.2.2. - Coupe passant par la Pointe du Col 74
2.2.3. - Coupe passant par le lac d'Arcachat 78

3. - Conclusions, conséquences structurales 79

4. - Synthèse tectonique 83
4.1. - Les différents aspects de la Tectonique 83
4.1.1. - Relations entre la Tectonique embryonnaire, la paléogéographie et les divisions structurales actuelles de la chaîne 83
4.1.2. - La tectonique souple 83
4.1.2.1. - Première phase ou phase tangentielle 83
4.1.2.2. - Deuxième phase ou phase de serrage 83

Pages

4.1.3. - La tectonique cassante 83
4.1.3.1. - La fracture à N 30° 84
4.1.3.2. - Les fractures de socle à N 110° 84
4.2. Chronologie des faits tectoniques 84
4.2.1. - La période embryonnaire de la chaîne ou période de tectonique cassante synsédimentaire 84
4.2.2. - Période paroxysmale du plissement alpin 84
4.2.3. - Période post-paroxysmale 84

QUATRIEME PARTIE : SYNTHESE GENERALE

1. - Introduction 87

2. - Stratigraphie des différentes unités mises en évidence dans la région étudiée 87
2.1. - L'unité permienne 87
2.2. - L'unité du Quermoz 87
2.3. - L'unité de Moûtiers externe 87
2.4. - L'unité de Moûtiers interne 89

3. - Essai de reconstitution de l'histoire géologique de la région étudiée 89
3.1. - Au Permien 89
3.2. - Au Trias supérieur - Rhétien 92
3.3. - Au Lias 92
3.4. - A l'Aalénien 92
3.5. - Au Dogger 92
3.6. - Au Crétacé supérieur 93
3.7. - Au Tertiaire 93

4. - Raccord avec les domaines situés au Sud et au Nord de la région étudiée 94
4.1. - En fonction des arguments géométriques 94
4.1.1. - Raccord avec les régions situées au Sud 94
4.1.2. - Raccord avec les régions situées au Nord 94
4.2. - En fonction d'arguments d'ordre stratigraphique 94
4.2.1. - Les unités de la zone des Brèches de Tarentaise 94
4.2.2. - L'unité du Quermoz 94
4.2.2.1. - Au Sud 94
4.2.2.2. - Au Nord 94

APPENDICE 96

LISTE DES FIGURES

Figures		Pages
1	: Localisation géographique de la région étudiée, toponymie, orohydrographie	1
2	: Illustration de la structure envisagée par H. SCHOELLER, à l'aide d'une coupe très schématique entre le Crêt du Rey et la Roche à Thomas	3
3	: Structure schématique du Nord de la région étudiée	9
4	: Coupes prises à la base de la formation des schistes de la Bagnaz	14
5	: Colonne stratigraphique des différentes coupes du Trias supérieur	20
6	: a) Colonne stratigraphique synthétique du Trias supérieur de la région étudiée	22
	b) Lithologie, géodynamique, milieu de dépôt au Trias supérieur dans la région étudiée	22
7	: Coupe palinspastique du Trias supérieur dans la région étudiée	26
8	: Colonne stratigraphique des différentes coupes du Jurassique	30
9	: Colonne stratigraphique synthétique du Jurassique de la région étudiée	34
10	: Coupe palinspastique du Jurassique de la région étudiée	38
11	: Colonne stratigraphique des différentes coupes du Crétacé supérieur	43
12	: Colonne stratigraphique synthétique du Crétacé supérieur de la région étudiée	48
13	: Diagramme illustrant les compositions minéralogiques relatives des formations de la série détritique de Tarentaise flysch mis à part	54
14	: Colonne stratigraphique du flysch du Crêt du Rey	58
15	: Colonne stratigraphique du flysch de la Pointe de l'Echelle	58
16	: Evolution spatiotemporelle du flysch (couches de Saint-Christophe)	60
17	: Coupe palinspastique du Crétacé supérieur (hormis les couches de Saint-Christophe) dans la région étudiée	63
18	: Esquisse paléotopographique du cadre régional au début et au cours des dépôts de la série détritique de Tarentaise (Crétacé supérieur)	65
19	: Coupe au Nord Est du Nant de Tessens : le pli couché de Villette-Roche à Thomas - Crêt du Rey ; unités superposées	72
20	: Panorama du versant rive droite du torrent du Cormet d'Arêches	75
21	: Coupe passant par la Pointe du Col	76
22	: Coupe passant par le lac d'Arcachat	79
23	: Schéma structural simplifié	80
24	: Colonne stratigraphique des différentes unités mises en évidence dans la région étudiée	88
25	: Coupe palinspastique générale et schématique de la région étudiée (depuis le Trias supérieur jusqu'au Tertiaire)	90
26	: Schéma structural	91

LISTE DES TABLEAUX

Tableaux		
1	: Conclusions lithostratigraphiques, sédimentogénétiques, paléogéographique et géodynamique de H. SCHOELLER	2
2	: Secteurs paléogéographiques	8
3	: Composition minéralogique des roches permiennes	16
4	: Subdivision des formation crétacées, correspondance des termes employés par les différents auteurs	49

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

Photos		Pages
1	: Panorama SSW du chevauchement du Crêt du Rey - Pointe de l'Echelle - Roche à Thomas	6
2	: Renversement de la série à Pra Plan ; le Trias qui est au cœur du pli couché chevauchant, surmonte le Crétacé supérieur du flanc inverse. Observer le ravinement du Trias par le Crétacé supérieur.	10
3	: Versant nord du Crêt du Rey	12
4	: Versant SSW de Roche à Thomas montrant le flanc normal et le flanc inverse du pli couché chevauchant. Observer le replissement du plan axial de la mégastructure.	68
5	: Versant NNE de la Pointe de l'Echelle montrant le flanc normal, le cœur et le flanc inverse du pli couché chevauchant. Observer le replissement du plan axial de la mégastructure.	70

INTRODUCTION

LOCALISATION STRUCTURALE DE LA REGION ETUDIEE

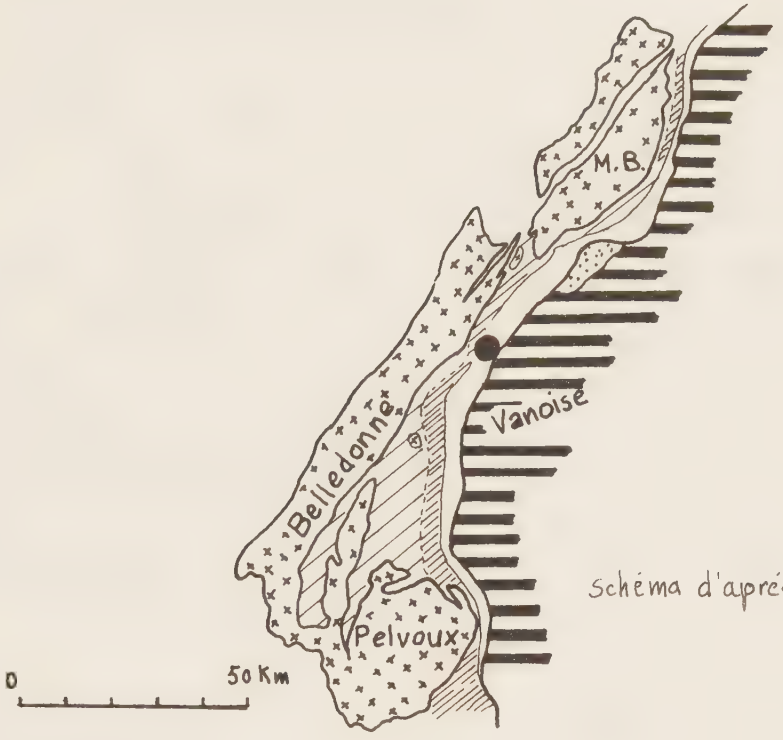


Schéma d'après J. Debelmas; M Lemoine (1964)

- Massifs cristallins externes
- Zone dauphinoise "interne"
- Zone ultradauphinoise
- Zone des Brèches de Tarentaise (zone valaisane) } Subbriançonnais s.l. + Subbriançonnais s.s.
- Zone briançonnaise
- Nappe des schistes lustrés
- ● Région étudiée

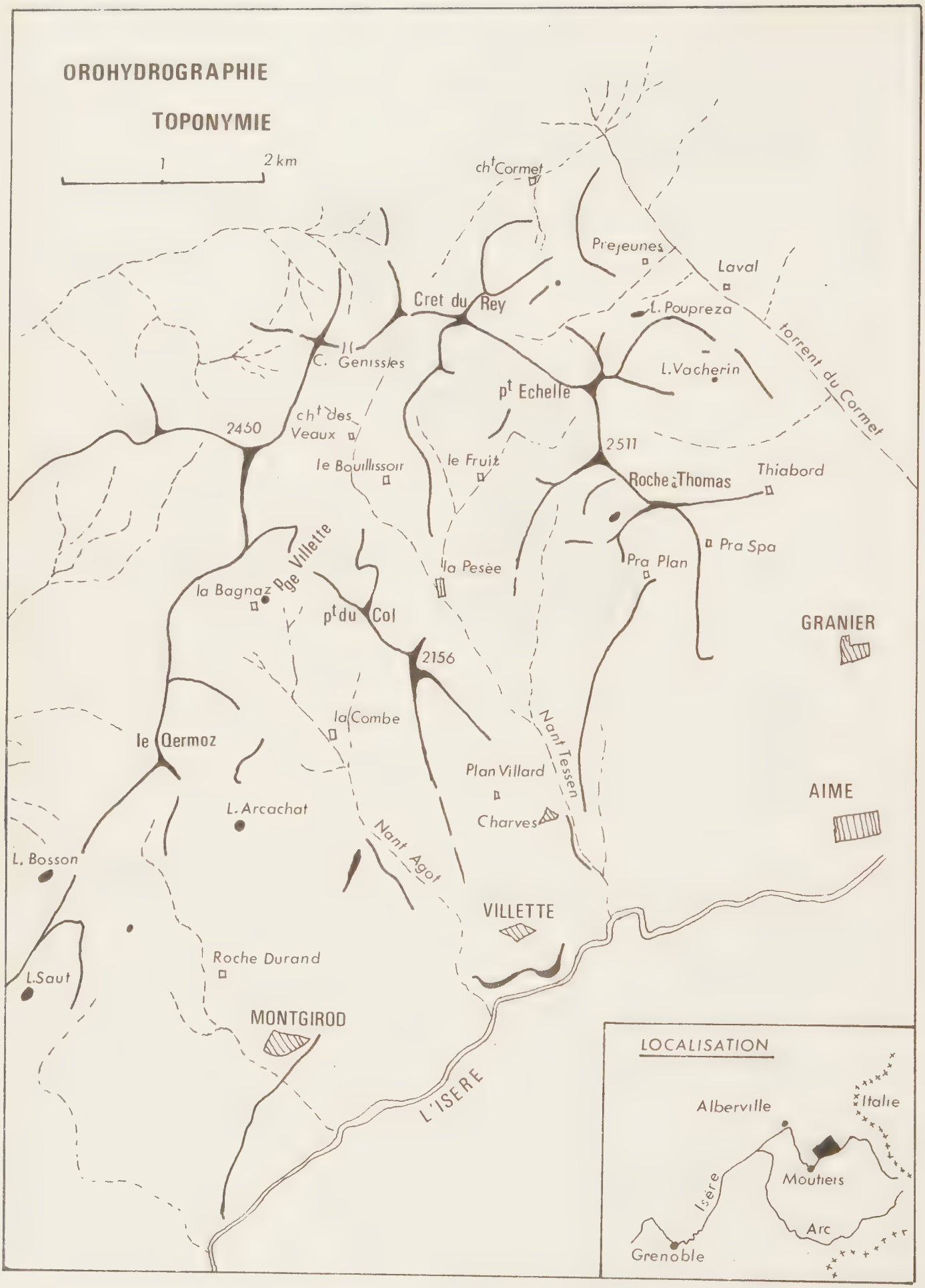


Figure 1 - Localisation géographique de la région étudiée, toponimie, orohydrographie -

1. - LOCALISATION GEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE SOMMAIRE (figure 1)

Le secteur étudié se situe au Nord de Moûtiers (Savoie). Il a approximativement la forme d'un rectangle dont les limites sont :

- au Sud Est : la vallée de l'Isère (route nationale N 90),
- au Nord Est : le vallon du Cormet d'Arêches reliant Aime à Beaufort,
- au Nord Ouest : le versant sud est du vallon de Naves,
- au Sud Ouest : une ligne allant de Montgirod (au Nord des Etroits du Saix) au hameau des Charmettes.

La figure 1 montre la localisation d'ensemble et un schéma orohydrographique et toponymique.

Le secteur étudié appartient à la zone des Brèches de Tarentaise appelée zone valaisane en Suisse. Dans notre région elle forme une bande de terrains dont les structures sont approximativement orientées Nord 30°.

Au niveau de la région étudiée, le zone des Brèches de Tarentaise est comprise entre le " Front pennique" au Nord Ouest, et la "Zone des gypses" au Sud Est.

Les cartes topographiques couvrant la région étudiée sont :

- les feuilles de Bourg-Saint-Maurice au 1/20 000, n° 5 et n° 6

2. - OBJET ET BUT DE CE TRAVAIL

Après les études réalisées par H. SCHOELLER (1929), la zone des Brèches de Tarentaise a fait l'objet de travaux plus récents portant sur un domaine géographique plus vaste.

R. BARBIER (1948) étudia et cartographia le prolongement de la zone des Brèches de Tarentaise au Sud de l'Isère. P. ANTOINE (1971), révisa une partie des études et de la cartographie de H. SCHOELLER et prolongea celles-ci jusqu'à la frontière italo-suisse.

Ces travaux ont apporté de nombreux faits nouveaux et permettent la réédition des cartes géologiques concernées. Cependant la région qui sépare les domaines d'études de P. ANTOINE et R. BARBIER n'avait plus fait l'objet de recherches depuis celles de H. SCHOELLER. Dans ces conditions, il devenait indispensable de reprendre l'étude générale et la cartographie de cette portion de la zone des Brèches de Tarentaise, la partie nord de cette région est l'objet de la thèse de 3e cycle de S. FUDRAL, la partie sud (précédemment localisée) est l'objet du présent travail.

Les levés de terrain ont été effectués sur les photos aériennes de l'I. G. N., à une échelle voisine du 1/10 000 et reportés sur un fond topographique au 1/25 000.

Une étude stratigraphique, sédimentologique, paléogéographique, géodynamique et structurale (hormis la microtectonique), a été menée de pair avec la cartographie.

3. - HISTORIQUE

C'est H. SCHOELLER qui, dans sa thèse (La Nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère, 1929) réalisa la première étude approfondie sur notre actuelle zone des Brèches de Tarentaise. Sa méthode de travail, basée sur un levé minutieux, fait de lui un géologue précurseur. En effet, il y a 50 ans il a publié une carte au 1/50 000 et réalisé un travail descriptif d'une précision remarquable offrant ainsi un outil de travail de première valeur à ceux qui ont étudié ultérieurement la zone des Brèches de Tarentaise.

Les conclusions lithostratigraphiques, sédimentogénétiques, paléogéographiques et géodynamiques de H. SCHOELLER sont résumées brièvement dans le tableau suivant (tableau 1).

Age	Faciès	épaisseur en mètres	Variation latérale	Conditions de dépôts	Géodynamique
Tertiaire pour H. SCHOELLER (en fait Crétacé)	Alternance calcaire gréseux Calcaires noirs et schistes (Flysch SS)	2000		saccadée géosynclinale	Effacement de la ride
	Grès grossiers et équivalent latéral de conglomérats	40 à 150	Conglomérat à roches cristallines	glyptogenèse rapide lithologie grossière	pour H. SCHOELLER : transgression du Priabonien (en fait Crétacé)
	Schistes noirs quartzites verts			mer peu profonde faible glyptogenèse	régression
	Conglomérats de base du Flysch roche cristal. cal. et dolo. Trias	50 à 250		ultra détritique violente, érosion progressive de la cordillère, de plus en plus de roches cristallines vers le sommet	rajeunissement de la ride transgression émersion et démolition
Dogger	Alternance schistes et calcaires et grès calcaires en plaquettes	40/150	(1) calcschistes et congl. à éléments énormes (Gd Fond)	assez profond	paroxysme géanticlinal tectonique anténummulitique
		50	dolomies bréchiques, alternances schistes noirs - dolomies (couches de Villette)	ride agitée	
Lias supérieur	Calcaire gris et blanc cristallin spatique à silex type Etroits du Saix	20 à 200	(1) brèches à tout élément sauf cristallin (Gd-Fond)	néritique zoogène	ride géanticlinale
			(2) marbre de Villette : accidents bréchoïdes, richesse organique	ride ou cordillère émergée	
Lias inf.	Calcaire noir et gris à bivalves	n10		néritique zoogène	
Rhétien	Calcaires lumachelliques et schistes noirs	10		néritique zoogène	
Trias	Cargneules dolomies et schistes luisants	?		lagunaire	
	Calcaire, dolomies, gypses, cargneules	150 200	Schistes bariolés de la bordure externe	marin lagunaire	ride sur la bordure externe
	Couches de passage	10			
	Quartzites	200		subaquatiques	
Permien	Schistes verts et violets				
Carbonifère	Schistes noirs et gris et grès gris				

Tableau 1 - Conclusions lithostratigraphiques, sédimentogénétiques, paléogéographiques et géodynamiques de H. SCHOELLER

En ce qui concerne la structure (fig. 2) H. SCHOELLER envisage la succession de 5 éléments structuraux qui sont, de l'extérieur vers l'intérieur de la région étudiée :

- la zone des plis et "écailles imbriquées" du Quermoz et de la Bagnaz ;
- le synclinal du Crêt du Rey ;
- l'anticlinal du passage de Villette-Corne Noire ;
- le synclinal de l'Echelle-Parozan ;
- l'anticlinal Portettaz-Nova-Roche à Thomas.

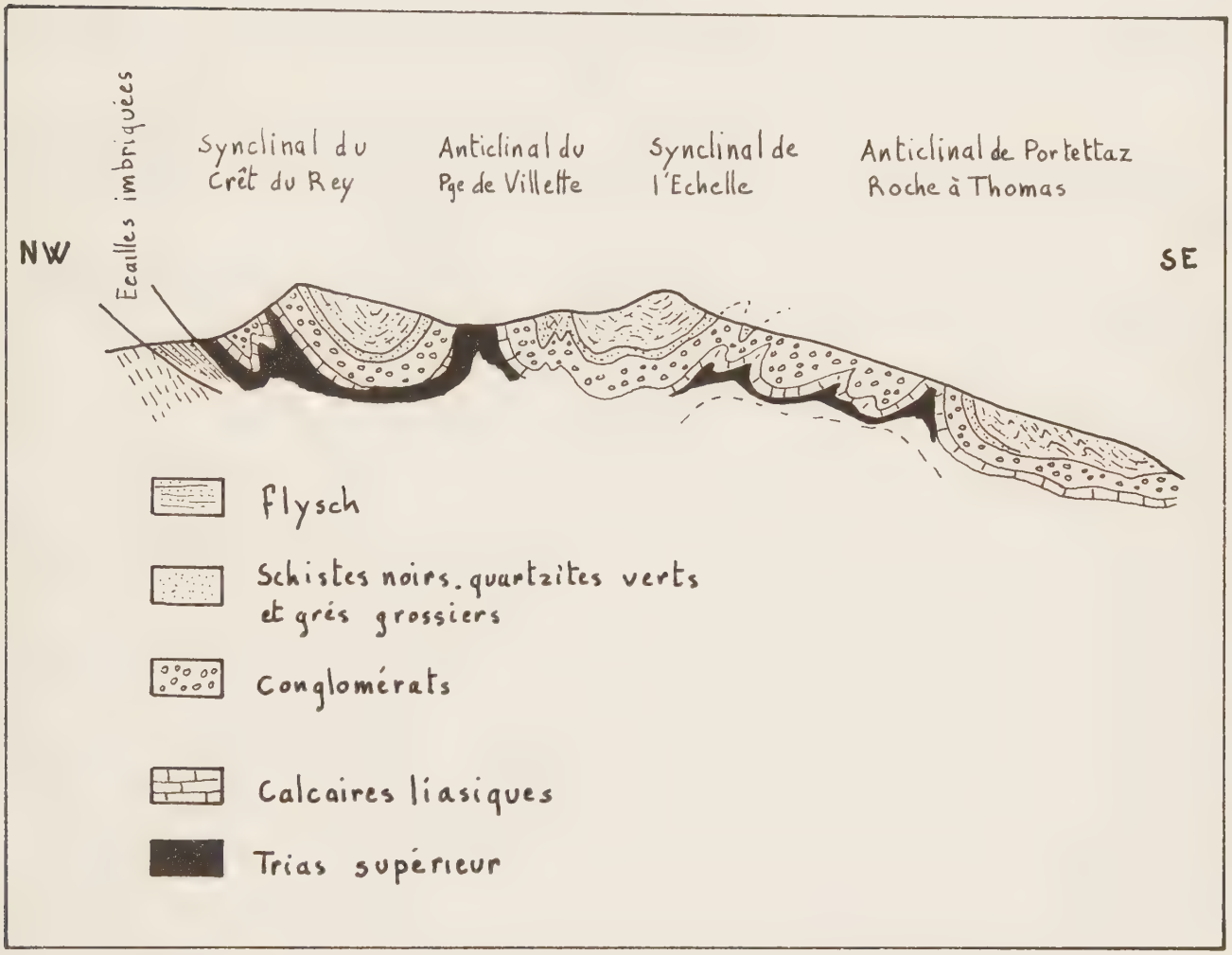


Figure 2 - Illustration de la structure envisagée par H. SCHOELLER, à l'aide d'une coupe très schématique entre le Crey du Rey et la Roche à Thomas -

Pour H. SCHOELLER, cette structure (fig. 2) évolue vers le Sud, en se transformant en une succession de replis très serrés ; nous verrons qu'il n'en est en fait pas ainsi.

Cet auteur admet d'autre part que des ondulations transverses régissent l'orientation des vallons orthogonaux à la vallée de l'Isère.

4. - PLAN DE L'EXPOSE

Le plan de l'exposé est conditionné par deux faits importants.

- Le premier fait est tout nouveau : il s'agit de la mise en évidence d'un pli couché kilométrique à flanc inverse partiellement conservé d'où résultent d'importantes modifications dans l'ordre des unités tectoniques de la zone des Brèches de Tarentaise. Il est donc indispensable pour permettre une bonne compréhension de la stratigraphie de notre région de replacer les diverses coupes dans leur contexte réel, c'est-à-dire paléogéographique. C'est pourquoi l'exposé débutera par un préambule visant à rétablir les positions relatives qu'avaient les différentes zones d'affleurement, actuellement observables, avant l'action de la phase tectonique paroxysmale.

- D'autre part, le manque de fossiles ne permettant pas dans la plupart des cas, d'attribuer un âge précis à nos terrains, le chapitre stratigraphie s'efforcera de faire ressortir un faisceau de caractères permettant de se livrer à des comparaisons sérieuses avec des terrains mieux datés dans des régions paléogéographiquement proches de la nôtre.

- A ce stade de l'exposé, la stratigraphie étant connue je décrirai et analyserai dans le chapitre tectonique les effets de la phase paroxysmale alpine, et l'évolution du secteur étudié jusqu'à son état actuel.

- Une synthèse générale tiendra lieu de conclusion.

PREMIERE PARTIE

UN FAIT STRUCTURAL NOUVEAU :
LE PLI COUCHE DE ROCHE A THOMAS - CRET DU REY
ET SES CONSEQUENCES PALEOGEOGRAPHIQUES

Photo 1 - Panorama SSW du chevauchement du Crêt du Rey-Pointe de l'Echelle-Roche à Thomas -

Mes recherches m'ont amené à découvrir dans la région étudiée une mégastructure en pli couché, chevauchant une unité tectonique plus externe. L'amplitude de ce recouvrement peut atteindre 6 km en certains points. Cette découverte, toute nouvelle, fait l'objet d'une note en cours d'impression (P. ANTOINE, R. BARBIER et J. COLLART). La démonstration rigoureuse sera faite au chapitre tectonique.

En plus de son importance propre, l'existence d'une telle structure est lourde de conséquences sur le plan de la paléogéographie.

En distinguant ce qui appartient, d'une part à l'unité externe chevauchée (unité tectonique inférieure), d'autre part, au flanc normal et au flanc inverse de l'unité en pli couché chevauchant (unité tectonique supérieure), on peut rétablir les positions qu'avaient les diverses zones d'affleurement avant qu'elles n'aient été affectées par la tectonique paroxysmale alpine. Une telle "remise en ordre" des zones d'affleurement permet une plus juste interprétation des variations latérales de faciès et des reconstitutions paléogéographiques plus proches de la réalité.

Il est donc logique et indispensable de donner dès le début de l'exposé, la succession des zones paléogéographiques telles qu'elles se présentaient avant que la tectonique paroxysmale alpine ne se produise.

Cette succession est illustrée par le tableau 2.

Tableau 2 - SECTEURS PALEOGEOGRAPHIQUES

SECTEURS			Unités		Zones
Partie sud	Partie centrale	Partie nord			
Rochers des Pattes	Point 2459,7	Col de la Gd-Combe	unité du Permien		1
Le Quermoz	La Bagnaz	Chalets des Veaux Chalets du Cormet	unité du Quermoz		2
Lac du Saut	Passage de Villette	Pierre Percée	cicatrice du Passage de Villette		3
Lac d'Arcachat	Pointe du Col	RECOUVERT PAR LE CHEVAUCHEMENT DU CRET DU REY - ROCHE à THOMAS	Unité externe de Moûtiers	Chapelle Saint-Guérin	4
Roche Durand	Point 2156				5
Etroits du Saix Montgirod	Les Charmettes			Chalets de Laval	6
					7
Villette					8
PARTIE ERODEE OU ENRACINEE EN PROFONDEUR		Pra Plan Roche à Thomas (partie inférieure)	Unité interne de Moûtiers (flanc inverse)		9
		Pointe de l'Echelle (partie inférieure)			10
		Cret du Rey (partie inférieure)			11
		Cret du Rey (partie supérieure) Corne Noire	Unité interne de Moûtiers (flanc normal)		12
		Pointe de l'Echelle (partie supérieure)			13
	Charves	Thiabord Raiche			14

Bref commentaire du tableau 2 à l'aide de la figure 3

La figure 3 représente schématiquement l'agencement des unités structurales de la région étudiée, elle permet une assez bonne compréhension du tableau 2. Pour plus de détail, il est souhaitable de prendre connaissance du chapitre tectonique.

Le tableau 2 indique le nom des secteurs d'affleurement et leur position paléogéographique relative. J'ai divisé la région étudiée en trois parties du Nord au Sud et quatorze zones d'Ouest en Est, soit 42 secteurs.

Zone 1 : unité permienne des schistes dit de "La Bagnaz".
Zone 2 : unité jurassique et triasique du Quermoz.
Zone 3 : cicatrice tectonique du Passage de Villette.
Zones 4 à 7 : unité de Moûtiers externe qui dans la partie nord est recouverte actuellement par l'unité de Moûtiers interne chevauchante.
Zone 8 : zone de Villette caractérisée par son Lias.
Zones 9 à 11 : flanc inverse du pli couché de Roche à Thomas - Cret du Rey } unité de Moûtiers
Zones 12 à 14 : flanc normal du pli couché de Roche à Thomas - Cret du Rey } interne

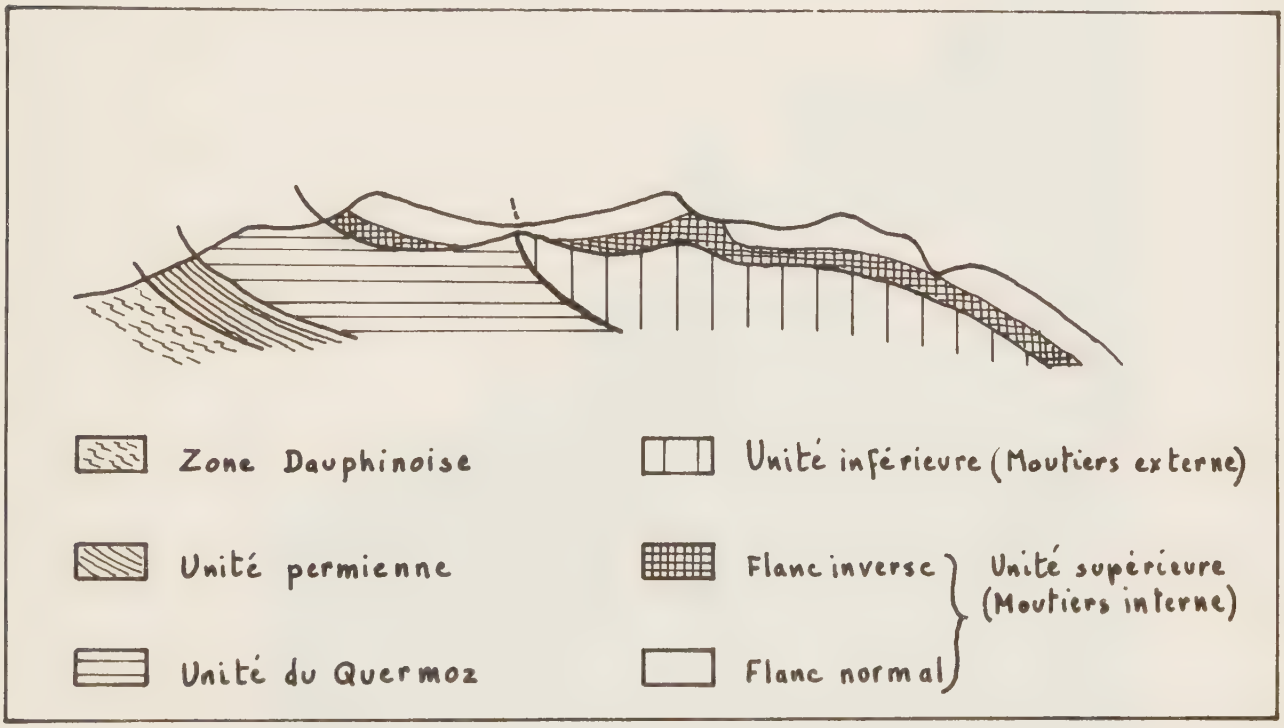


Figure 3 - Structure schématique du Nord de la région étudiée (à comparer au tableau 2) -

Photo 2 - Renversement de la série à Pra Plan ; le Trias qui est au cœur du pli couché chevauchant, surmonte le Crétacé supérieur du flanc inverse. Observer le ravinement du Trias par le Crétacé supérieur -

DEUXIEME PARTIE

STRATIGRAPHIE

Photo 3 - Versant nord du Crêt du Rey -

REMARQUE PRELIMINAIRE

Le chapitre stratigraphie prendra dans le présent travail un aspect un peu particulier à cause de la quasi inexistence de fossiles et des fréquentes variations latérales de faciès liées à une grande instabilité des conditions de dépôt.

Une caractérisation aussi précise que possible de chaque niveau lithologique est donc indispensable. Je donnerai, dans ce sens, tout un faisceau de caractères, tant descriptifs que génétiques, permettant de comparer nos terrains avec les terrains mieux datés appartenant aux régions proches de la nôtre.

Je suivrai le plan suivant :
- description des coupes observables sur le terrain ;
- étude pétrographique (composition des roches, caractères sédimentologiques et variations de faciès en liaison avec la géodynamique et la paléogéographie) ;
- âge des sédiments par analogie à des terrains datés ;
- essai de synthèse paléogéographique et géodynamique.

CHAPITRE I - LE PERMOCARBONIFERE

1. - GENERALITES

Pour H. SCHOELLER, les "Schistes de la Bagnaz" représentaient le Trias moyen et supérieur par analogie aux "Schistes de Villarly".

R. BARBIER (1943 et 1948) démontra qu'il n'en était rien et que les "Schistes de la Bagnaz" devaient être rangés dans le Permien.

Une note récente, P. ANTOINE, R. BARBIER et J. COLLART (1972) renforce la présomption d'âge permien des "Schistes de la Bagnaz", et montre que ces derniers appartiennent à une mégaséquence positive qui s'intègre à plus grande échelle dans une succession de grands événements géodynamiques très comparables à ceux décrits en Briançonnais.

Ainsi, au Permocarbonifère se dégage une parenté entre la zone des Brèches de Tarentaise et la zone briançonnaise. L'exposé qui va suivre complète et précise la note de 1972.

Le Permocarbonifère affleure dans le versant oriental du vallon de Grand Naves où il forme une étroite bande orientée SSE-NNW entre l'alpage des Trétaux et le col des Génisses. Cet affleurement est situé au front même du domaine pennique, dans une position structurale encore ambiguë.

2. - DESCRITPION DES COUPES (fig. 4)

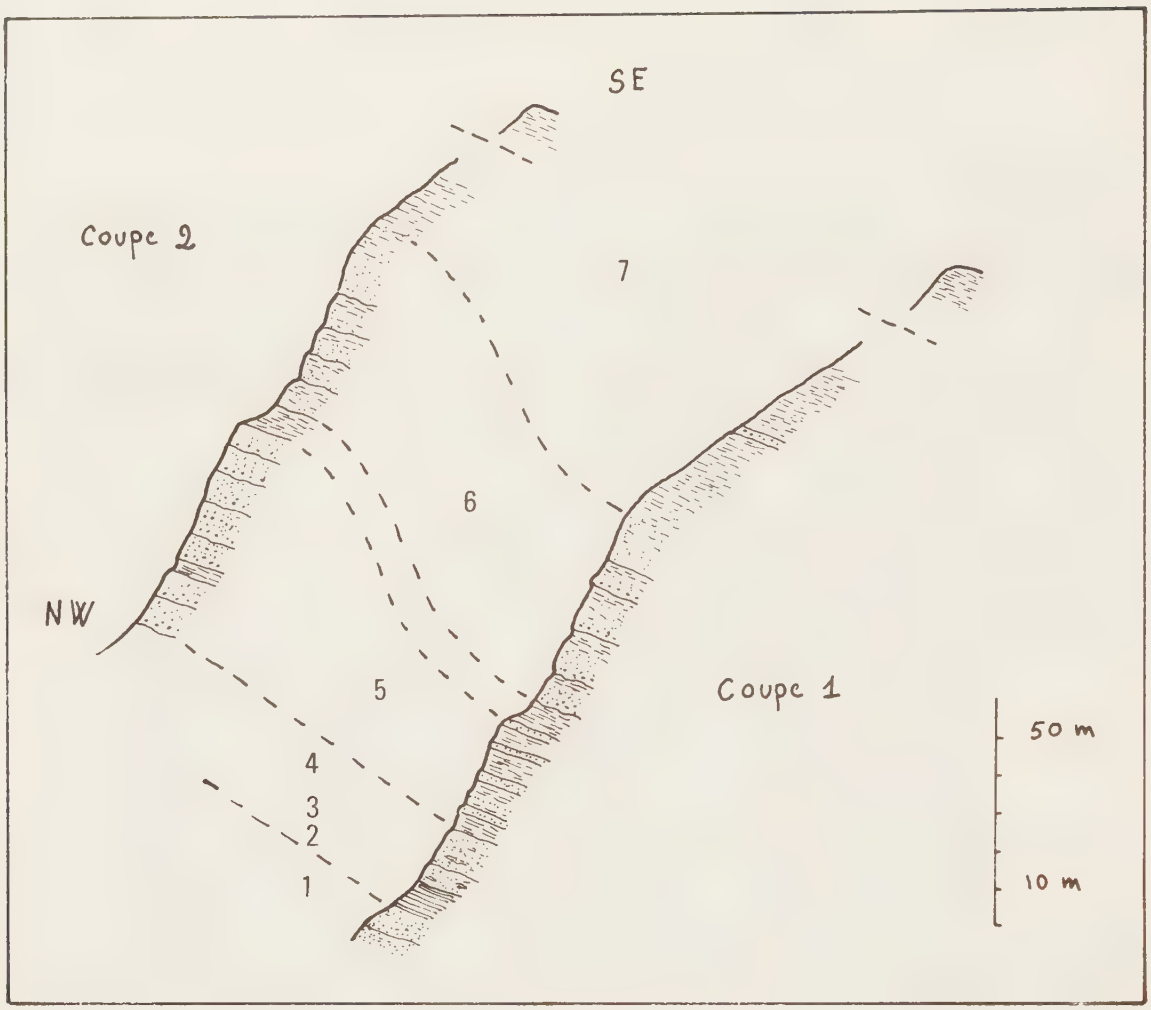


Figure 4 - Coupes prises à la base de la formation des "Schistes de la Bagnaz".
Les n° correspondent aux ensembles lithologiques décrits dans le texte -

2.1. - Préambule : les ensembles lithologiques que nous décrirons ci-après présentent sur le terrain tous les caractères de formations sédimentaires : stratification, litage, chenaux, etc.. Sous le microscope, ils révèlent cependant toujours un faciès métamorphique d'épizone. Pour la description des faciès détritiques à quartz et feldspaths primaires, mais également à minéraux néoformés (séricite et chlorite pour l'essentiel) nous adopterons selon JUNG (1958) le terme de leptynite sériciteuse.

2.2. - Coupe n° 1 : on peut observer de bas en haut :

niveau I : microconglomérat quartzo-feldspathique de teinte grise, à petits éléments rhyolitiques, débris de schistes noirs et phyllites néoformées. Epaisseur 5 m ;

niveau II : niveaux de schistes noirs sériciteux (pélites métamorphiques). Epaisseur 10 m ;

niveau III : microconglomérat quartzo-feldspathique analogue à I. Les niveaux I, II, III soulignent une petite charnière anticlinale ;

niveau IV : leptynite sériciteuse et passées microconglomératiques légèrement verdies, incluant des passées lenticulaires de schistes noirs. La stratification est mal marquée. Epaisseur 10 m ;

niveau V : alternance de schistes violacés à amygdales vert pâle et d'intercalations métriques de leptynites sériciteuses. Sous le microscope on décèle dans les niveaux de schistes violacés de très petits éléments volcaniques acides, dacitiques et trachytiques. Ces schistes sont tantôt massifs, peu fissiles, tantôt très feuilletés. Epaisseur 30 m environ;

niveauVI: série rythmique formée d'une succession de séquences granoclassées allant des leptynites sériciteuses à des schistes violacés. On note parfois en base de séquence des niveaux finement conglomératiques indiquant clairement la polarité normale de l'ensemble. Epaisseur de l'ordre de 60 m ;

niveauVII: schistes sériciteux et chloriteux verts et violets ("Schistes de la Bagnaz"). Le passage de VI à VII se fait très progressivement par réduction de l'épaisseur des lits gréseux dans la première dizaine de mètres. A noter à trente mètres environ au-dessus de la base de ce niveau VII, la présence de deux bancs de 3 m d'épaisseur d'un microconglomérat à éléments violets de dacites et de trachyandésites. Le ciment est constitué de quartz, feldspaths et de séricite. Epaisseur totale de 150 à 200 m ;

niveau VIII : gypse et Dogger.

2.3. - Coupe n° 2 : on observe de bas en haut :

l'équivalent du niveau V : ensemble détritique gréso-conglomératique épimétamorphique. Cet ensemble est formé d'une succession de pachystrates (épaisses de 5 à 6 m) elles-mêmes constituées d'une alternance rythmique de séquences granoclassées élémentaires métriques. Ces séquences évoluent d'un pôle conglomératique (à éléments rhyolitiques ou dacitiques) à un pôle pélitique voire schisteux. La stratification se fait en général banc sur banc sans interstrate, exception faite de rares passées schisteuses violettes à figures de slumping. A noter également la présence fréquente de chenaux bien marqués ainsi que de nombreuses figures de litage entrecroisé. Epaisseur totale environ 50 m ;

- Vire correspondant à un hiatus d'observation (épaisseur 5 m);

l'équivalent du niveau VI: série rythmique formée d'une succession de séquences granoclassées allant des leptynites sériciteuses à des schistes violacés. La base de certaines de ces séquences est soulignée par des niveaux finement conglomératiques. La granulométrie moyenne de cet ensemble VI est plus fine que celle de l'ensemble V

l'équivalent du niveau VII: comme dans la coupe 1 ci-dessus on assiste à un passage progressif de l'ensemble VI à une épaisse série de schistes sériciteux et chloriteux verts et violets ("Schistes de la Bagnaz"). Epaisseur totale 150 à 200 m ;

l'équivalent du niveau VIII : gypse et Dogger.

3. - PETROGRAPHIE DES SEDIMENTS

3.1. - Composition des roches de la série permocarbonifère de la Bagnaz

3.1.1. - L'observation des échantillons (en section polie) à la loupe binoculaire (x 20) fait ressortir pour l'ensemble des roches du Permocarbonifère de la Bagnaz les caractères suivants :

les roches sont très siliceuses, à grains de quartz et de feldspaths détritiques, et fragments de roches volcaniques (dans certains niveaux seulement). La matrice phylliteuse est de couleur verte, rouge ou noire ; elle est également très siliceuse;

les roches sont étirées et orientées tectoniquement montrant dans les niveaux I et III une structure faiblement orientée quasi cataclastique et dans les niveaux IV et V une structure amygdalaire orientée, dans les niveaux VI et VII une structure litée et foliée.

3.1.2. - L'observation microscopique montre que ces roches contiennent des éléments détritiques (corps figurés) et des minéraux de néoformation.

3.1.2.1. - Les éléments détritiques sont :

- Des grains de quartz anguleux ou faiblement arrondis, qui présentent généralement une extinction roulante et sont fréquemment étirés. Leur taille moyenne est de 1,4 mm dans le niveau III, cette taille moyenne diminue progressivement pour n'atteindre que 0,01 mm dans le niveau VII.
  Les grains de quartz forment en moyenne 20 % de la roche ; ce pourcentage tend à diminuer vers le sommet (le niveau VII contient très peu de quartz détritique).
- Des feldspaths tels que l'albite et l'orthose, qui sont sériciti sés et ne forment que 10 % de la roche en moyenne.
- Des débris de roches volcaniques qui sont, soit sains, soit altérés ; leur quantité est très variable dans les lames minces observées ; ils peuvent être totalement absents ou bien former jusqu'à 80 % de la surface de la lame mince.
  Il s'agit de rhyolites ou tufs rhyolitiques vers la base de la série (niveau III) évoluant vers des faciès dacitiques, trachytiques, trachyandésitiques en remontant vers la partie supérieure.
- Des minéraux tels que épidote ou sphène.

3.1.2.2. - Les minéraux secondaires sont :

- Les quartz néoformés qui présentent fréquemment le faciès "en mosaïque" et sont tantôt intimement associés à la phase phylliteuse, tantôt sous forme d'amas assez importants. Ces quartz "secondaires" représentent 30-35 % de la roche en moyenne.

- Les phyllites. Elles se présentent sous deux aspects ; soit de la séricite en petites paillettes fréquemment bordées d'un fin liséré de chlorite, soit, dans de rares cas, des cristaux bien individualisés et d'assez grandes dimensions de muscovite et de chlorite qui sont peut-être détritiques. La phase phylliteuse représente 30 % de la roche en moyenne.

- La calcite. Elle n'apparaît que dans les niveaux supérieurs (IV, V, VI). Elle est soit associée aux feldspaths, soit sous forme de petits lits comme dans le niveau VI où elle peut représenter 25 % de la roche au détriment du quartz et de la séricite.

- de l'oxyde de fer est présent en granules ou à l'état de pigments diffus.

Tableau récapitulatif résultant d'un comptage de points sur les échantillons des différents niveaux
Tableau 3

Niveaux	Q_1 Ø	Q_1 %	Q_2 et séricite	Feldsp.	Chlorite	Calcite	Ox.fer	Présence et nature d'éléments de roches volcaniques
VII	0,01							Dacites et trachyandésites
VI	0,2	15	60	8	5	27		
V	0,3	20	45	15	0	20		Dacites et trachytes
IV	1,4	20	70	4	1	5		
III	0,5	30	55	10	0	0		Rhyolites
II	1	20	70	8	0	0		
I	0,5	30	55	10	0	0		

3.2. - Caractères sédimentologiques ; commentaire du tableau précédent

Il y a lieu de noter plus particulièrement :
- la dimension moyenne des grains de quartz détritique diminue progressivement depuis le niveau III jusqu'au niveau VII ;
- les grains de quartz sont anguleux, luisants et mal classés ;
- la quantité de silice exprimée sous forme de quartz détritiques et quartz néoformés diminue vers le sommet de la série ;
- la quantité de carbonate croît vers le sommet de la série ;
- les feldspaths sont toujours présents ;
- la phase pélitique augmente vers le sommet de la série ;
- la couleur verte et violette des roches dénote la présence de fer sous deux états d'oxydation ;
- la présence de galets de roches volcaniques dans divers niveaux de la série et l'évolution de la nature des roches volcaniques dans le temps ;
- la présence de chenaux ;
- la présence de gradded beding indiquant une série à l'endroit.

4. - SEDIMENTOGENESE - MILIEU DE DEPOTS - GEODYNAMIQUE - VARIATION DE FACIES

4.1. - En fonction de la composition minéralogique

La composition minéralogique des roches de cette série épimétamorphique, la présence de fragments de roches volcaniques dans les conglomérats de base, l'absence totale de fragments de roche d'autre nature ainsi que les récurrences de matériel volcanique au sein des schistes sommitaux ne laissent que peu de doute sur le caractère volcano-détritique du sédiment originel. Ce dernier devait être un grès quartzo-feldspathique, localement conglomératique (à galets et éléments de roches volcaniques) à ciment argileux. Ces roches représentent un terme hybride entre la séquence pélitique et la séquence arénacée quartzo-feldspathique de sorte que la roche métamorphique résultante peut aussi bien être qualifiée de schiste sériciteux que de leptynite sériciteuse. Le faciès observable sur le terrain ne nous permet pas de trancher.

A. AMSTUTZ (1955) était arrivé à des conclusions analogues quant à l'origine volcano-détritique d'une série permocarbonifère de gneiss albitiques dans la zone de Sésia et du Petit-Saint-Bernard.

4.2. - En fonction des caractères sédimentologiques

Les caractères sédimentologiques précédemment énoncés montrent que nous sommes en présence d'une sédimentation continentale probablement lacustre faisant suite à une période d'intense activité orogénique. La sédimentation des conglomérats de base se fait probablement dans des bassins de type graben,, limités par des failles encore vivantes qui entretiennent une subsidence et favorisent de surcroit les émissions volcaniques fissurales.

Ces petits bassins fonctionnent sans doute comme de véritables piéges locaux à sédiments non évalués où les variations latérales de faciès fréquentes et rapides sont peut-être liées à des rejeux de compartiments faillés. La sédimentation des niveaux schisteux se fait probablement dans des bassins lacustres de plus grandes dimensions. Ces bassins assez vastes reçoivent les produits de l'altération ultime des roches volcaniques avec différentiation sédimentaire mécanique et peut-être chimique.

Il est classique de considérer que ces formations se sont déposées sous un climat tropical.

4.3. - Géodynamique

Des considérations précédentes se dégagent les concepts de cycle sédimentaire et de différentiation sédimentaire.

Au-dessus d'un cycle, qui se terminerait avec le niveau III (discontinuité dans la variation de la taille des quartz détritiques entre le niveau III et le niveau IV) et qui correspondrait aux produits de l'érosion de reliefs engendrés par une phase tectonique, s'individualiserait un nouveau cycle sédimentaire, sous la forme d'une mégaséquence positive conglomérats - schistes ; ce cycle serait lui-même lié à une nouvelle phase tectonique au cours de laquelle se produiraient des émissions volcaniques fissurales de type acide.

5. - AGE DE LA SERIE DES SCHISTES DE LA BAGNAZ

L'absence de fossiles nous met dans l'obligation de nous livrer à des comparaisons avec les terrains datés dans les régions voisines.

En Briançonnais, J. FABRE et R. FEYS (1966) mettent en évidence une succession d'événements géodynamiques très comparables à ceux observés en Tarentaise. Les faciès et la succession lithologique que ces auteurs décrivent sont également très voisins de ceux de notre région.

Notre cycle I (niveaux I, II, III) correspondrait au dernier cycle carbonifère de FEYS et FABRE qui, pour ces auteurs, s'achève au Stéphanien inférieur. Notre cycle II (niveaux IV, V, VI, VII) correspondrait dans ces conditions au cycle éopermien ou stéphano-autunien. Les conglomérats correspondent sans doute au Stéphanien moyen et supérieur et les "Schites de la Bagnaz" sensus stricto à l'Autunien. Ceci confirme les conclusions de R. BARBIER (1948) relatives à l'âge des "Schistes de la Bagnaz".

J. FABRE et R. FEYS montrent l'existence d'un nouveau cycle dit néopermien ou permo-triasique surmontant le tout, mais aucun élément de ce cycle ne figure dans notre région à cause d'un contact tectonique qui tronque et marque le sommet de la série de la Bagnaz.

6. - PALEOGEOGRAPHIE

La surface sur laquelle affleure le Permocarbonifère dans la région étudiée est trop peu importante pour que l'on puisse tenter une reconstitution paléogéographique locale.

La variation latérale de faciès mise en évidence nous montre que les conditions paléotopographiques étaient déterminantes, mais en aucun cas elle ne peut nous renseigner sur le sens et la direction des apports détritiques.

La tectonique rend la direction des chenaux inutilisable. Ces chenaux devaient d'ailleurs avoir un tracé divaguant, très influencé par la paléotopographie, ils sont donc peu significatifs.

D'autre part, aucun massif de roches volcaniques n'apparaît dans le cadre géologique régional actuel comme susceptible d'être une source pour les galets de roches volcaniques trouvés dans certains niveaux de la série de la Bagnaz ; l'origine de ces galets est donc problématique.

Ce bilan relatif à la paléogéographie locale est assez négatif mais les renseignements que l'on a sur les conditions de dépôt des sédiments permettent d'envisager comme probable un "style de paysage permien", où petits bassins et zones hautes s'opposaient pendant le Stéphanien moyen et supérieur, alors qu'à l'Autunien un régime sans doute laguno-lacustre homogène doit s'étendre sur une assez vaste surface.

Sur un plan plus général il est très difficile de dire à quelle grande unité paléogéographique appartient la série de la Bagnaz.

Appartient-elle à la zone des Brèches de Tarentaise où à la zone ultradauphinoise ?

La récente note de 1972 (P. ANTOINE, R. BARBIER et J. COLLART) parle en faveur du rattachement à la zone des Brèches de Tarentaise, mais des observations postérieures à cette publication, infirme ce résultat.

Ce délicat problème sera envisagé dans la synthèse générale en fin d'ouvrage.

CHAPITRE II - LE TRIAS

1. - GENERALITES

Les connaissances sur le Trias de Tarentaise ont évolué considérablement grâce aux travaux de R. BARBIER et à ceux plus récents de P. ANTOINE (1971) et S. FUDRAL (1973).

Dans les régions étudiées par les auteurs cités, la stratigraphie du Trias est pratiquement complète. Cependant, les données dont disposaient ces auteurs sur les termes supérieurs du Trias n'étaient pas suffisantes pour leur permettre d'en faire une étude exhaustive. Dans la région étudiée il en est tout autrement : seule la partie supérieure du Trias affleure et ses affleurements, bien que sporadiques, montrent quelques bonnes coupes que la tectonique a épargnées.

Grâce à ces coupes et à de nombreux relais intermédiaires, il m'a été possible de réaliser une étude assez complète de la stratigraphie et de la paléogéographie locale du Trias supérieur, ainsi que des phénomènes géodynamiques qui marquent cette période.

Le délicat problème des brèches du Trias supérieur sera largement abordé dans ce chapitre. Entre autre chose, cette étude du Trias supérieur mettra en évidence la parenté qui existe à cette époque entre la zone des Brèches de Tarentaise et les unités paléogéographiquement proches, à savoir la zone subbriançonnaise et même la zone briançonnaise.

Remarque sur les conditions particulières d'affleurement des brèches du Trias supérieur en de nombreux points

Je tiens à mettre en exergue dans ces généralités, un fait passé sous silence jusqu'à présent.
J'ai, en effet, été frappé et intrigué, dès mes premières reconnaissances sur le terrain, par la présence, en certains points, de brèches d'âge mal défini, surmontant les calcaires liasiques.

L'analyse tectonique seule, a montré peu à peu que ces faciès particuliers étaient en réalité stratigraphiquement inférieur au Lias, les séries étant en fait, renversées.

2. - DESCRIPTION DES COUPES DU TRIAS SUPERIEUR (fig. 5)

Quelques coupes complètes permettent d'observer une succession de termes attribuables au Trias supérieur. J'en donne ci-dessous une description ainsi que les "logs". La corrélation de ces "logs" s'avère possible et permet de mettre en évidence plusieurs formations au sein du Trias supérieur.

Les coupes sont replacées dans l'ordre qui fut le leur, de l'extérieur vers l'intérieur de la zone des Brèches de Tarentaise à l'époque de leur dépôt (première partie, tableau 2).

2.1. - Coupe de la Bagnaz

Sur le premier ressaut de l'arête NW du Passage de Villette, à la faveur de replis très aigus, on peut observer de bas en haut :

- 10 m de cargneules;
- 15 m d'argilites rouges;
- 15 m de calcaires noirs en petits bancs de 10 cm d'épaisseur et interbancs de schistes noirs ayant à peu près la même épaisseur que les bancs;
- 10 m de calcaires et schistes noirs en alternance, avec diminution des interbancs schisteux et passage progressif vers le haut à un calcaire noir ;
- 10 m de calcaire à patine grise et cassure grise. (Lias).

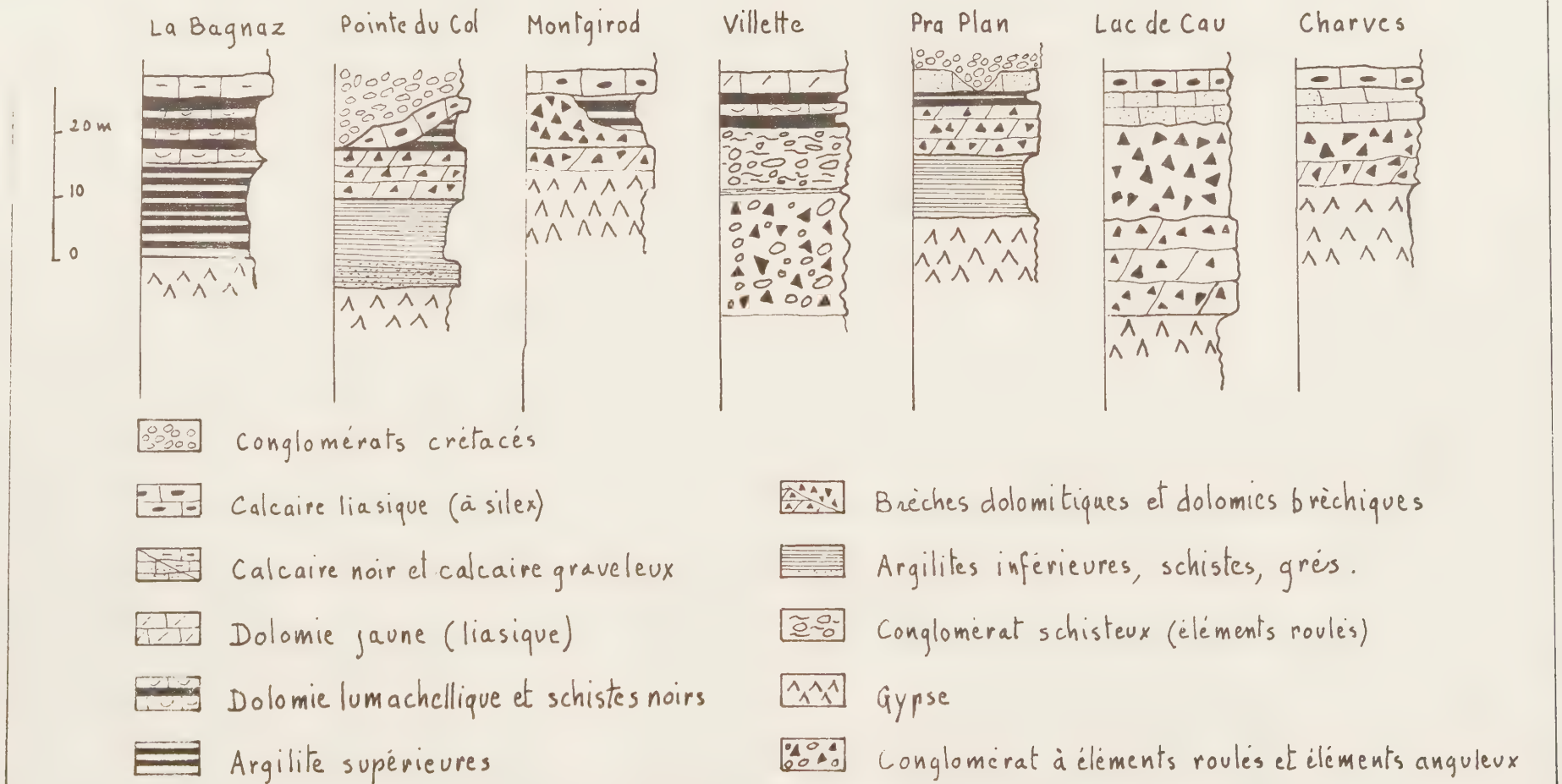


Figure 5 - Colonne stratigraphique des différentes coupes du Trias supérieur -

2.2. - Coupe du Passage de Villette-Pointe du Col

Depuis le Passage de Villette, en montant vers la Pointe du Col, on rencontre :

- du gypse, des cargneules et des argilites rougeâtres ;
- 10 à 15 mètres de schistes noirs ;
- 8 mètres de dolomie beige formant un gros banc rubané, parfois bréchoïde ;
- 0 à 5 mètres d'argilite jaune verdâtre. Plus au Sud, ces argilites sont surmontées par un vestige de calcaires liasiques ;
- des conglomérats polygéniques, appartenant à la formation crétacée de Tarentaise, ravinant par endroits totalement les argilites jaunâtres.

2.3. - Coupe de Montgirod

Au-dessus du dernier virage de la route, dans Montgirod même, on observe en série renversée :

- du gypse ;
- 8 à 10 mètres de dolomies rousses bréchiques ;
- 0 à 5 mètres d'argilites jaunâtres remaniant les dolomies bréchiques précédentes ;
- 20 à 30 mètres de calcaires blancs à gris clair, marmoréens, en contact soit avec les argilites jaunâtres, soit avec les brèches dolomitiques rousses qu'il remanie.

2.4. - Coupe de Villette (ancien couvent)

Depuis le sommet de la colline 770 et en descendant vers le couvent, à proximité d'un pylône électrique, on observe la série renversée suivante :

- 20 m de conglomérats ou brèches à éléments dolomitiques gris et débris d'argilite. Les éléments sont presque jointifs et le ciment peu apparent (à la colline 804 voisine, ces conglomérats sont surmontés par une portion de banc de dolomies cendrées rappelant le Trias moyen) ;
- 50 cm de petits bancs carbonatés, alternant avec des schistes verts ;
- 10 m de conglomérats dont tous les éléments sont arrondis, parfois d'assez grosses dimensions (30 cm), et emballés dans des schistes gris ;
- des schistes noirs et des bancs boudinés (30 à 40 cm d'épaisseur) de dolomie à patine rousse et cassure noire, certains sont lumachelliques et contiennent des lamellibranches assez bien conservés rappelant des Avicules ;

  Cet affleurement forme une sorte de petite voûte tectonisée près du pylône électrique ;
- des bancs de dolomies jaunes de 30 à 50 cm d'épaisseur montrant des rostres de bélemnites recristallisés, sont à considérer comme appartenant déjà au Lias.

Certains critères permettant d'affirmer que le Lias est également à l'envers seront développés dans le chapitre sur le Jurassique ; ceci afin d'exclure la possibilité d'un contact tectonique entre le Trias et le Lias sous-jacent.

2.5. - Coupe de Pra-Plan

Au-dessous du point coté 2218 on observe, sur les bords d'un couloir équipé de paravalanches, la série renversée suivante :

- 10 m d'argilites noires et rouges ;
- 5 à 10 m de dolomies beiges (à cassure claire) en bancs massifs à la base (stratigraphique), passant à des bancs d'une quinzaine de centimètres d'épaisseur au sommet (stratigraphique) ;
- un niveau sporadique d'argilites jaune verdâtre ;
- des lambeaux de calcaire gris liasique (apparaissant notamment à la faveur de petits replis) ;
- des conglomérats appartenant à la série crétacée de Tarentaise qui ravinent, par place jusqu'aux dolomies beiges. Il s'agit là, soit de chenaux, soit deremplissage de poches karstiques.

2.6. - Coupe du lac de Cau

A quelques centaines de mètres au Sud du lac de Cau, on peut observer un affleurement de Lias et de Trias formant une falaise exposée au Sud, et qui montre :

- 30 m de brèches dolomitiques roussâtres ;
- 5 m de calcaires noirs à débris de dolomie restant en relief et donnant un aspect moucheté aux calcaires. Les bancs ont quelques dizaines de centimètres d'épaisseur et il n'y a pas d'interbancs schisteux ;
- du calcaire gris bleuté à silex (Lias).

2.7. - Coupe de Charves - Plan Villard

A quelques centaines de mètres au-dessus du hameau de Charves, la route fait un virage assez aigu, en passant au pied même d'une falaise. On peut y observer la coupe suivante :

- dépression correspondant au passage d'une bande de gypse ;
- 10 m de brèches dolomitiques jaunâtres ;
- quelques mètres de calcaire noir à graviers centimétriques et mouchetures de dolomie, passant insensiblement à du calcaire noir sans débris ;
- du calcaire noir à zones siliceuses appartenant au Lias inférieur.

2.8. - Conclusion : division lithostratigraphique du Trias supérieur (fig. 6a)

Les coupes précédentes mettent en évidence quatre formations au sein du Trias supérieur, de bas en haut :

Formation A : évaporites
Formation B : schistes, argilites inférieures et dolomies beiges, parfois bréchoïdes
Formation C : brèches
Formation D : argilites supérieures, calcaires noirs mouchetés, dolomies noires lumachelliques associées à des schistes noirs.

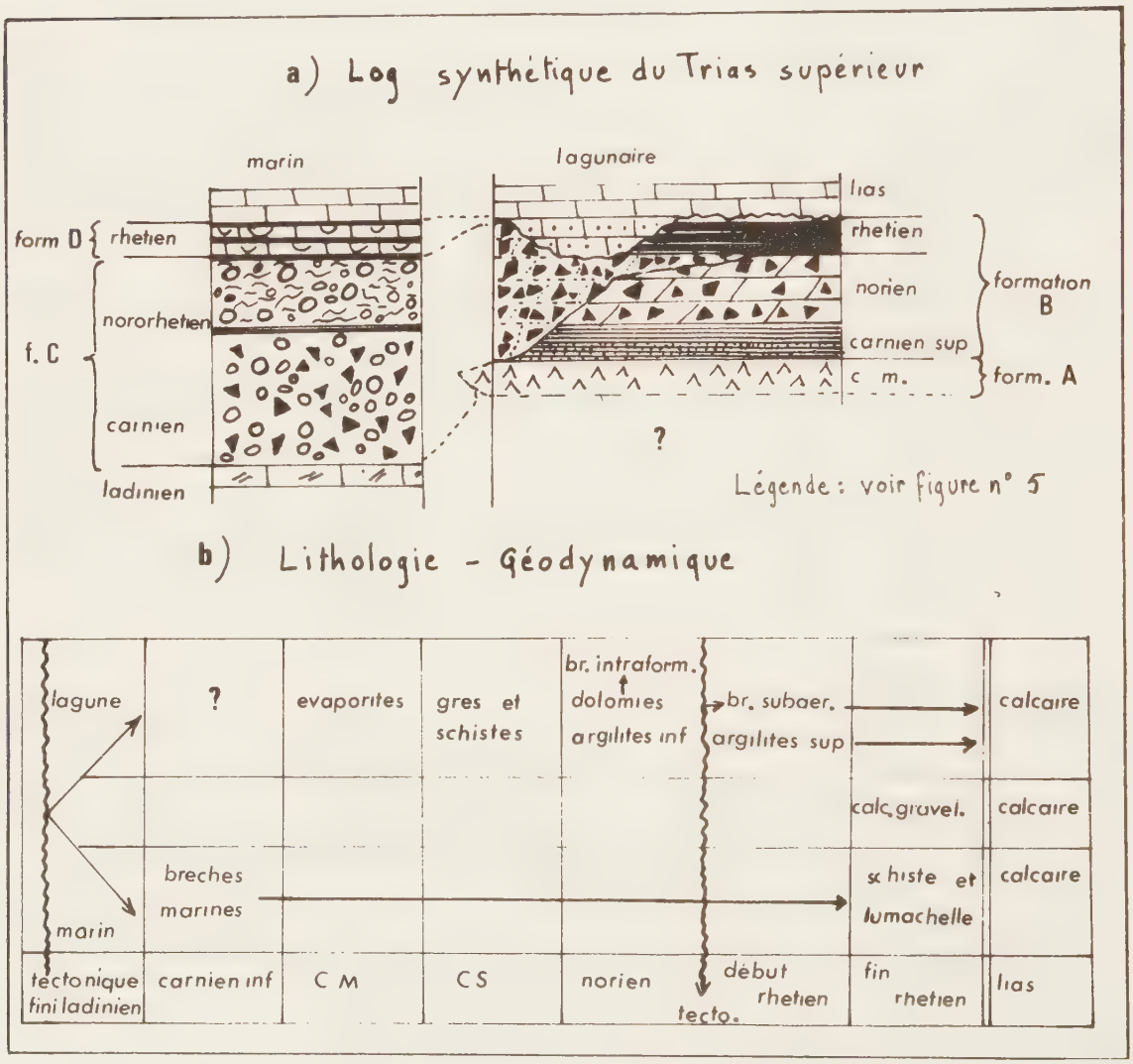


Figure 6 - a) "Colonne stratigraphique" synthétique du Trias supérieur de la région étudiée ;
b) Lithologie - géodynamique, milieu de dépôt au Trias supérieur dans la région étudiée.

3. - PETROGRAPHIE, SEDIMENTOGENESE (milieu de dépôt), VARIATION DE FACIES AU SEIN DES QUATRE FORMATIONS PRECEDEMMENT MISES EN EVIDENCE (fig. 6b)

3.1. - Introduction - Terminologie

Le métamorphisme affectant la zone des Brèches de Tarentaise est faible (épizone), et n'affecte que très peu dans notre région les sédiments carbonatés, laissant subsister les caractères du sédiment originel. Il m'apparaît possible, dans ces conditions, d'utiliser la classification de FOLK pour caractériser les microfaciès des roches carbonatées du Trias.

3.2. - Etude des formations du Trias

Cette étude démontre l'existence de deux milieux pétrogénétiques.

1) Un milieu marin persistant,
2) Un milieu à tendance de haut-fond où la sédimentation est particulière : il s'agit d'une sédimentation sur une "surface polygénique à dépôts corrélatifs" (S. BŒUF et al., 1971). C'est-à-dire une surface sur laquelle se déposent en même temps des sédiments de nature différente. La différence de nature des sédiments est due ici à la variabilité dans l'espace des conditions paléogéographiques ou géodynamiques des dépôts.

3.2.1. - Milieu 1 ou milieu marin : zone des brèches marines de Villette

Ce milieu est caractérisé par les lacunes de la formation A évaporitique et de la formation B à schistes argilites et dolomies associées ; à leur place on trouve des brèches marines assimilables à la formation C.

- Formation C

Les conglomérats bréchiques déposés à Villette sont de 2 types :

- le plus ancien affleure au sommet des collines de Villette, à cause du renversement de la série en ce point. Ce conglomérat est sans doute le résultat d'un remaniement du fond marin, les galets arrondis sont parfois des "biomicrites" à lamellibranches, empruntés à des terrains plus anciens, sans doute ladiniens.

Mêlés à ces galets, on trouve des éléments terrigènes anguleux et micritiques, ainsi que des débris de pélites et schistes jaunâtres. Un tel sédiment a dû se former en milieu côtier parcouru par des courants qui remaniaient des apports terrigènes peu évolués.

- Le deuxième type de conglomérat de Villette est constitué par des galets arrondis et emballés dans une matrice schisteuse. Ce conglomérat a également un aspect marin, mais il ne comporte pas d'apports terrigènes anguleux.

Cette absence d'éléments terrigènes anguleux montre que les zones d'apports se sont éloignées, ou plus exactement que la zone marine s'est agrandie. Ce faciès a donc un caractère transgressif par rapport au précédent.

- Formation D

Les niveaux de transition au Lias.

Il s'agit de schistes noirs et de bancs roussâtres de biosparite à lamellibranches assez bien conservés (Avicule ?). Ces sédiments marins rappellent fortement le faciès du Rhétien, ils sont surmontés stratigraphiquement et non topographiquement par du Lias.

3.2.2. - Milieu 2 ou milieu à tendance de haut-fond

Il montre, de bas en haut, 4 formations, à savoir :

- Formation A : les évaporites

Formation classique avec gypses, anhydrites et cargneules, caractérisant un milieu marin à précipitation saline.

- Formation B : les schistes, argilites et dolomies associées

Certains échantillons de schistes noirs ou verts qui sont à la base de la formation B contiennent des grains de quartz et se révèlent être parfois des grès à ciment chloriteux et ferrugineux. Ceci laisse penser que les zones productrices d'éléments détritiques ne sont pas très éloignées et étaient peut-être émergées.

Les dolomies en gros bancs rubanés à patine beige ou blonde ont une cassure gris clair, parfois rosée ce sont des "extra micrites épimétamorphiques" à extraclasts quartzeux, voire feldspathiques.

Ces dolomies sont parfois bréchoïdes, il s'agit alors "d'intrasparite" épimétamorphique, l'intraclast étant micritique et anguleux, et tout à fait semblable aux extramicrites précédentes. Le ciment sparitique contient parfois du quartz et des feldspaths secondaires. Ces sédiments sont assez caractéristiques d'un milieu lagunaire où se déposent des vases contenant de moins en moins d'éléments détritiques vers le sommet de la formation.

La diagenèse et le métamorphisme ont fait évoluer ces vases différemment en fonction de leur composition originelle, pour donner la lithologie bien tranchée actuellement observable. La bréchification intraformationnelle contribue elle aussi à donner un aspect particulier aux dolomies.

Ce milieu pénésalin fait logiquement suite à l'épisode salin précédent en montrant une tendance à la transgression (baisse de salinité du milieu).

- Formation D : les niveaux de passage au Lias

Cette formation est toujours surmontée par du Lias ou des lambeaux de Lias, prouvant que ce dernier a existé, même s'il a été en partie érodé par la suite. Plus que tout autre, cette formation montre une importante variété de faciès, en étroite liaison avec le milieu génétique (surface polygénique avec dépôts corrélatifs).

En certains points il ne s'est rien déposé à cause d'une émersion probable dont les indices se trouvent dans le remaniement subaérien et l'oxydation du sédiment de la formation C.

En de nombreux points la formation D est représentée par des argilites rougeâtres ou jaune verdâtre. Deux cas sont alors observables :

- ou bien les argilites surmontent et remanient la formation bréchique C, et l'on peut conclure à un retour du régime lagunaire après une période de bréchification subaérienne ;
- ou bien les argilites surmontent directement les dolomies beiges de la formation B, et dans ce cas l'on peut conclure qu'il n'y a pas eu d'émersion, mais persistance d'un régime lagunaire.

En quelques points la formation D (surmontant la formation à brèches subaériennes) est représentée par le calcaire noir moucheté qui est une extrasparite à gravelles arrondies, dolmicritique, parfois oodolmicritique, riche en oxyde de fer et plagioclases néoformés.

Ces calcaires s'appauvrissent progressivement en gravelles, et passent au calcaire à silex liasique. Ceci est caractéristique d'un faciès côtier, d'une transgression marine sur des brèches subaériennes.

3.3. - Conclusion relative aux brèches du Trias supérieur

L'étude qui précède fait ressortir qu'il existe quatre types de brèches pendant le Trias supérieur : brèche intraformationnelle, brèche monogénique subaérienne, brèche marine avec apports terrigènes, conglomérat marin à ciment schisteux.

4. - AGE DES FORMATIONS DU TRIAS SUPERIEUR (fig. 6)

4.1. - Introduction

Nous ne disposons pratiquement d'aucun élément paléontologique déterminant pour dater ces terrains. Il est donc nécessaire de se livrer à des comparaisons. Fort heureusement des faciès triasiques tout à fait analogues sont décrits et datés dans des régions alpines voisines de la nôtre.

C'est ainsi que la zone briançonnaise possède des faciès de brèche supra-ladiniens (carnien probable) décrits par J.C. BARFETY, M. GIDON, M. LEMOINE (1970) qui rappellent parfaitement les faciès des brèches marines du Trias supérieur de Tarentaise (comparaison de mes échantillons avec ceux de M. GIDON). De plus, la position des faciès supposés d'âge identique est sensiblement la même dans la série lithostratigraphique du Trias supérieur.

Par ailleurs, J. DEBELMAS et M. LEMOINE (1957) décrivent dans le massif de Peyre-Haute et dans la zone d'Acceglio, une discordance et une érosion antérhétienne qui représente des phénomènes tout à fait analogues à ceux qui, en Tarentaise, sont à l'origine de la bréchification subaérienne.

Encore plus significative est la comparaison que l'on peut faire avec la stratigraphie des Préalpes suisses qui appartiennent à un domaine paléogéographique très proche du nôtre. Nous savons en effet depuis R. BARBIER (1948) que sur une transversale passant par notre région, les unités subbriançonnaises ont été en partie expulsées vers les Préalpes suisses.

Je m'appuierais donc sur l'étude réalisée en Suisse par A. BAUD (1972). Cet auteur distingue quatre formations dans le Trias supérieur ; nous montrerons au cours de l'étude qui va suivre, que ces formations sont très analogues à celles individualisées en Tarentaise dans ma région d'étude.

Il est intéressant de signaler que je n'ai pas pu mettre en évidence des analogies aussi nettes entre le Trias supérieur de la Vanoise et celui de la zone des Brèches de Tarentaise.

4.2. - Age des formations déposées sur la zone de haut-fond

Notre formation A évaporitique est à rapprocher de la "formation B" de BAUD, datée par lui du Carnien moyen ; elle est en effet surmontée dans les Préalpes par des grès à Equisetum mytharum du Carnien supérieur - Norien inférieur.

Nous remarquerons qu'au Passage de Villette des grès à ciment phylliteux surmontent également les évaporites.

Notre formation B lagunaire à grès, schistes, argilites inférieures, dolomies blondes parfois bréchoïdes (brèches intraformationnelles) serait alors à rapprocher de la "formation C" de A. BAUD. L'âge de cette formation serait donc Carnien supérieur et Norien.

Un régime de surface polygénique à dépôts corrélatifs s'installe dès lors sur la région étudiée.

Notre formation C, bréchique subaérienne semble par contre spécifique à notre région.

Etant le produit du remaniement de notre formation B, ces brèches sont post-noriennes ou à la limite, fini-noriennes. Leur limite d'âge supérieure est variable car suivant les points elles sont surmontées par des niveaux plus ou moins récents, la limite extrême étant le calcaire blanc ou gris du Lias. L'étude lithologique laisse penser qu'il y a fréquemment une lacune de sédimentation à la base des calcaires liasiques. Il est donc possible que, par endroit, les phénomènes de bréchification subaérienne, se soient poursuivi jusque dans le début du Lias, alors qu'à d'autres endroits, la bréchification est interrompue dès le Rhétien par le dépôt d'argilites.

En effet, corrélativement à la bréchification, la formation D se dépose.

Notre formation D ou formation des couches de passage aux calcaires liasiques montre, comme nous l'avons vu au chapitre précédent, des faciès variables. Quand la formation D existe, tous ses faciès sont néanmoins compris entre deux extrêmes qui sont : les dolomies noriennes d'une part, et les calcaires liasiques d'autre part. Cette position stratigraphique permet d'attribuer un âge rhétien à la formation D. Les calcaires noirs mouchetés sont sans doute déjà liasiques.

Conclusion

Au-dessus du niveau de dolomies noriennes bien individualisé (formation B) viennent des terrains de faciès très différents (formations C et D) dont l'âge est compris entre la fin du Norien et le début du Lias, avec lacune possible à la base de ce dernier.

4.3. - Age des formations déposées en milieu marin à Villette

Nous partirons de la formation dont l'âge paraît le moins discutable, à savoir :

la formation D qui est typiquement rhétienne avec ses schistes noirs alternant avec des dolomies rousses lumachelliques;

la formation C, bréchique, est comprise entre ce Rhétien typique et un banc de dolomies cendrées à lamellibranches (Myophoria ?) d'âge sans doute ladinien;

les formations A et B n'existent pas.

Cette formation bréchique a dû commencer à se sédimenter au Carnien (remaniement du Ladinien), la sédimentation s'est poursuivie pendant le Nororhétien, d'abord avec apport terrigène, puis, sans apport terrigène, à partir de l'amorce de la transgression marine.

4.4. - Conclusion relative à l'âge des brèches

L'analyse précédente montre que les différents types de brèches ont des âges sensiblement différents :

Sur le haut-fond	brèche subaérienne	= nororhétienne
	brèche intraformationnelle	= norienne
Dans la "cuvette" marine de Villette	conglomérat schisteux	nororhétienne équivalent marin des brèches subaériennes
	brèche conglomératique à éléments anguleux	carnienne

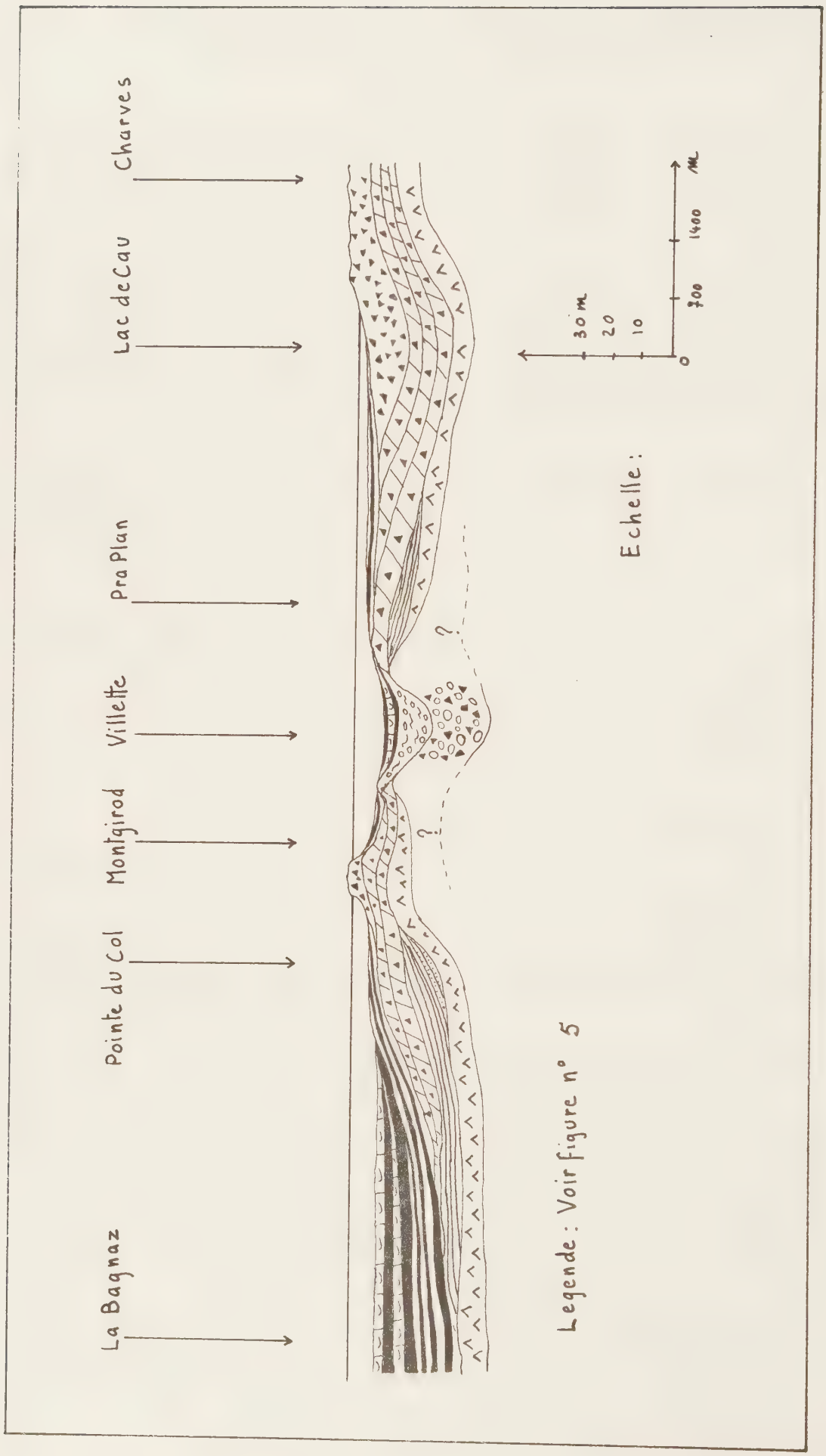


Figure 7 - Coupe palinspastique du Trias dans la région étudiée -

5. - GEODYNAMIQUE ET PALEOGEOGRAPHIE AU TRIAS SUPERIEUR (fig. 7)

Malgré des affleurements quelque peu disparates, nous disposons de suffisamment d'éléments pour esquisser cette reconstitution.

5.1. - Fin du Ladinien

A la fin du Ladinien des mouvements tectoniques bien mis en évidence à la Combe de la Nova (S. FUDRAL, inédit) permettent à deux milieux pétrogénétiques bien différents de s'individualiser :

- le milieu 1 ou zone à persistance marine de Villette correspond à la zone 8 du tableau 2 ;
- le milieu 2 ou zone à tendance de haut-fond correspond à toutes les autres zones.

5.2. - Au Carnien inférieur

Sédimentation de brèches marines dans la zone de Villette (les zones de haut-fond ne montrent aucun affleurement attribuable au Carnien inférieur).

5.3. - Au Carnien moyen

Régime évaporitique sur le haut-fond et persistance de la sédimentation de brèches marines dans la zone de Villette.

5.4. - Au Carnien supérieur et Norien

Dans la zone de Villette, la sédimentation des brèches marines continue. Sur le haut-fond, dépôts d'argilites, schistes gréseux, dolomies lagunaires rubanées que l'ébauche de mouvements tectoniques fait évoluer parfois en brèches intraformationnelles.

Ce passage sur le haut-fond d'un régime à précipitation saline à un milieu franchement lagunaire à argilites et dolomies montre déjà une tendance à la transgression, à l'ouverture du bassin.

5.5. - A la fin du Norien début du Rhétien

Des mouvements se produisent, provoquant une accentuation de la paléotopographie et par voie de conséquence une diversification de la nature des dépôts. On peut observer d'Ouest en Est :

- une zone lagunaire à argilite (zones 2 et 3) ;
- une zone émergée à brèches subaériennes (zones 4 et 5) ;
- une zone lagunaire à argilite (zones 6 et 7) ;
- la zone marine de Villette (zone 8) ;
- une zone lagunaire à argilite (zones 9 et 10) ;
- une zone émergée à brèches subaériennes (zones 11 à 14).

Cette succession montre, que de part et d'autre de la zone marine de Villette, on passe à des rides émergées, par l'intermédiaire de zones lagunaires.

Ces mouvements placés entre la fin du Norien et le début du Rhétien amenant l'érosion et l'émersion de certaines zones en Tarentaise sont peut-être importants, car ils sont comparables à des phénomènes analogues décrits en briançonnais. En effet, J. DEBELMAS et M. LEMOINE (1957) signalent une importante discordance angulaire (60°) du Rhétien fossilifère typique sur le reste du Trias avec conglomérat à la base du Rhétien. Ces phénomènes sont observables dans le massif de Peyre-Haute où la discordance est visible le long d'une étroite bande de 6 à 7 km de long. Ces auteurs font également remarquer l'importance de l'érosion antérhétienne qui atteint les quartzites de base du Trias, et même le Permien dans la zone d'Acceglio, où l'érosion est observable sur 600 km^2 environ.

Ces phénomènes sont donc sensiblement identiques à ceux observables en Tarentaise où ils sont malgré tout moins marqués.

En Tarentaise il n'y a pas, à proprement parler, de discordance mais la réalité des mouvements successifs d'émersion et d'érosion est démontrée par les faciès particuliers décrits ci-dessus. L'équivalent des conglomérats de base du Rhétien du Rocher Roux (Peyre-Haute) pourrait être recherché en Tarentaise dans nos faciès de brèches subaériennes.

De même qu'en Briançonnais les auteurs précédents ont montré que les couches localement discordantes pouvaient se trouver en accordance à peu de distance, en Tarentaise les divers faciès correspondant à des mouvements positifs des fonds peuvent disparaître assez rapidement ; il y a alors passage stratigraphique continu entre les dolomies noriennes et les argilites représentant notre Rhétien lagunaire et cela sans présence de brèches entre les deux.

En Tarentaise, les brèches subaériennes équivalent probable du conglomérat de base du Rhétien discordant du Rocher Roux (Peyre-Haute) ont une extension dans le temps qui peut occuper la totalité du Rhétien et même le début du Lias. Ceci prouve qu'en Tarentaise l'érosion n'est pas toujours simplement antérhétienne mais peut se poursuivre localement pendant tout le Rhétien et le début du Lias.

Nous insisterons enfin sur la similitude évolutive entre le Trias supérieur de notre région et celui du domaine briançonnais, ce qui montre bien qu'à cette époque les coupures classiques en grandes zones structurales et stratigraphiques étaient en réalité peu marquées. Les mouvements tectoniques responsables de la sédimentogenèse affectaient indifféremment plusieurs secteurs de la future chaîne avec sans doute de très légers décalages dans le temps.

5.6. - Pendant le Rhétien

Pendant le Rhétien s'amorce une transgression marine généralisée sur une paléotopographie très indécise faite d'une juxtaposition de cuvettes peu profondes et de hauts-fonds. Outre la zone de Villette déjà marine, la transgression envahit les zones (2-3)

Dans la zone de Villette, un Rhétien marin à faciès typique se dépose.

Sur le haut-fond la zone 2 comportant également du Rhétien à peu près typique se singularise quelque peu par une submersion précoce.

Les zones (9 - 10) ainsi que la zone 7 et la partie E de la zone 6 sont encore lagunaires.

La partie ouest de la zone 6 et les zones (4-5) et (11 à 14) sont encore émergées.

5.7. - La transgression liasique

Dans les zones 2 et 8 déjà marines au Rhétien, la transgression liasique peut s'amorcer sans lacune à la base du Lias. Les autres zones ne sont atteintes que progressivement par la transgression et la base des calcaires gris-blanc liasiques a sans doute un âge différent suivant les zones. Malheureusement, il est impossible de préciser cet âge à cause de l'inexistence de fossiles déterminants.

Néanmoins, la transgression liasique sera générale

CHAPITRE III - LE JURASSIQUE

1. - GENERALITES

L'ensemble des terrains compris entre le Trias et le Crétacé (formation détritique de Tarentaise) montre une succession de faits caractéristiques d'une période bien individualisée dans l'évolution géologique de notre région; il me paraît souhaitable, dans ces conditions, de traiter dans un même chapitre, l'ensemble de la période jurassique. Les coupes du Jurassique nous montreront que la stratigraphie du Lias et du Dogger est plus complète qu'on ne le croyait ; par contre, le problème du Malm restera entier car nous n'avons aucun témoin de son existence.

Le Jurassique montre trois grands ensembles :

1) A la base, un ensemble calcaire se terminant fréquemment par un hard ground. Il s'agit du Lias calcaire qui forme de nombreux, mais souvent petits affleurements , bien reconnaissables à leur patine de couleur blanche ou gris bleuté.

A cause de la relative dureté de sa compacité, le Lias est bien repérable dans la morphologie, où il forme soit des "chapelets d'îlots" soit des falaises dont la teinte claire tranche nettement sur les couleurs jaunâtre du Trias dolomitique et brunâtre des conglomérats (1) crétacés. Les caractères mécaniques du Lias calcaire font qu'il sert d'ossature aux structures dans lesquelles il est intéressé.

2) Au-dessus des calcaires liasiques, vient après le hard ground, un ensemble schisteux noir ou fris foncé, se débitant en crayons.

3) Dans sa partie supérieure, cet ensemble schisteux, passe progressivement à une troisième formation qui est schisto-gréseuse à bancs calcaires et qui contient localement des passées conglomératiques (1) amygdalaires dont les éléments, essentiellement calcaires sont plus ou moins gros suivant les endroits.

Ces faciès schisto-gréseux à bancs calcaires et à passées conglomératiques ont été rattachés par H. SCHOELLER à la série du Flysch . Nous montrerons plus loin qu'il n'en est rien, notamment dans la zone frontale des "écailles imbriquées" de H. SCHOELLER, et principalement dans le massif du Quermoz.

Ce chapitre montrera que l'on peut paralléliser ces passées conglomératiques avec les "Brèches du Grand Fond", dont l'âge jurassique moyen a été précisé par une note récente (P. ANTOINE, J. DEBELMAS, S. FUDRAL, 1972) et aussi avec les "Brèches jurassiques du Niélard".

---

(1) - Dans la région étudiée, les roches grossièrement détritiques, jurassiques et crétacées, étant constituées à la fois par des éléments roulés et par des éléments anguleux, j'emploierai, pour désigner ces roches, le terme CONGLOMERAT qui est général, et non pas le terme brèche qui ne doit désigner, en toute rigueur, que des roches à éléments anguleux.

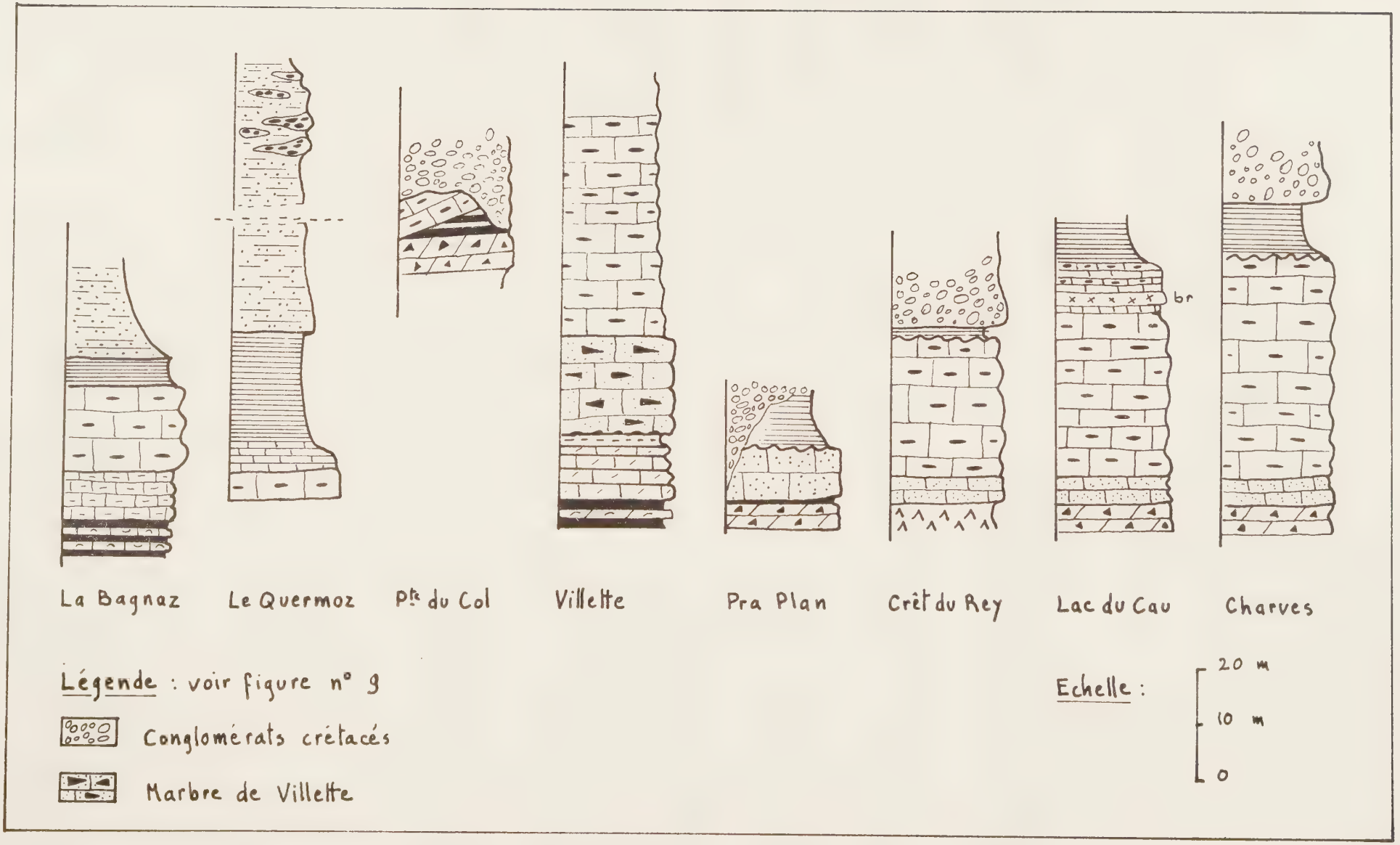


Figure 8 - Colonne stratigraphique des différentes coupes jurassiques -

2. - DESCRIPTION DES COUPES (fig. 8)

2.1. - Coupe de La Bagnaz

Les replis qui affectent le secteur de la Croix de La Bagnaz, permettent d'observer la série lithostratigraphique suivante :

au-dessus d'alternances de schistes noirs et de bancs dolomitiques noirs du Rhétien, viennent :

- 10 m de calcaires noirs, détritiques, en assez petits bancs. Ce faciès a livré une ammonite, rappelant fortement une Ariétite, quelque dizaines de mètres au Nord de la coupe décrite ;
- 10 à 20 m de calcaires gris marmoréen contenant de nombreux débris d'organisme (encrines) et des silex;
- quelques mètres de schistes jaunâtre, rosé ou noirâtre suivant les points ;
- des grès bruns en plaquettes avec de fins niveaux schisteux, forment le sommet de la colline de la Croix de La Bagnaz

2.2. - Coupe du Quermoz

En partant d'un petit pointement de Trias gypseux, situé à environ 200 m à l'Ouest du point 2234,7 et en s'élevant sur l'arête NW du Quermoz, on peut relever la succession lithostratigraphique suivante, compte tenu de petits replis tectoniques :

- un lambeau de calcaire blanc marmoréen associé au pointement gypseux ;
- des schistes luisants très noirs se débitant en crayons, contenant des sortes de miches. L'épaisseur de ces schistes est difficile à évaluer (30-40 m ?). Ces schistes passent progressivement à la formation supérieure gréso-conglomératique ;
- 150 mètres environ d'une alternance de bancs schisteux, de calcschistes sableux (parfois microbréchiques à débit en plaquettes et patine rousse, et de bancs calcaires noirs décimétriques.

Cette formation s'enrichit progressivement vers le haut en passées conglomératiques lenticulaires pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur par endroit. Ces lentilles conglomératiques sont formées d'éléments essentiellement carbonatés et de taille assez importante, 10 à 20 cm en moyenne, allant parfois jusqu'à 50 cm. Les galets de cristallin ou de quartzites sont très exceptionnels dans ces lentilles conglomératiques.

2.3. - Coupe de la Pointe du Col

Sur le versant limitant à l'Est le Passage de Villette, on peut observer :

des conglomérats appartenant à la formation détritique crétacée, qui reposent en discordance de transgression sur :

- les calcaires liasiques ;
- les argilites du Trias supérieur ;
- les dolomies bréchoïdes du Nororhétien.

2.4. - Coupe au Sud Ouest de Préjeune x = 934 ; y = 76,4 ; z = 2 000

La coupe montre une série renversée :

- du calcaire blanc réduit tectoniquement à 5 m d'épaisseur ;
- 20 m de plaquettes gréseuses rousses ;
- 5 m de schiste noir ;
- des conglomérats appartenant à la formation détritique de Tarentaise (Crétacé).

2.5. - Coupe de Villette (ancien couvent)

Nous avons vu, (chapitre II, paragraphe 24) qu'à Villette, le Trias surmonte à l'affleurement le Lias. Nous allons maintenant donner la succession lithologique des terrains liasiques et montrer que le Lias est lui-même indubitablement en position renversée prouvant ainsi que la série locale est à l'envers et que, le contact Trias - Lias n'est pas tectonique (mais simplement tectonisé).

Au-dessus de l'ancien couvent de Villette on peut observer topographiquement sous le Rhétien déjà décrit (chapitre II) :

- 10 m de bancs de calcaire dolomitique jaunâtre à patine rousse contenant des rostres de belemnites recristallisés et des gravelles dolomitiques. Les bancs ont 30 à 50 cm d'épaisseur, les joints sont ondulés et contiennent des enduits violacés rappelant les argilites triasiques. Cela montre que la sédimentation était saccadée, et qu'après le dépôt de la strate, il se produisait un arrêt de la sédimentation calcaire de "type liasique" et un retour aux faciès argilitiques de type Trias supérieur. De toute évidence ces terrains représentent la base stratigraphique du Lias ;
- 0,50 m de schiste jaune verdâtre représentant une franche récurrence des faciès du Trias supérieur ;
- un niveau de quelques centimètres d'épaisseur contenant des nodules rougeâtres et pyriteux. Aux rayons X on met en évidence que les nodules rougeâtres sont constitués de calcite, dolomie , hématite et muscovite ;
- 20 m de marbre rosé, blanc ou jaunâtre, contenant des gravelles de dolomie et des débris organiques (marbre de Villette) ;
- 80 m (?) de calcaire marmoréen à silex noir ou blanc, observable à la carrière sud de la même colline. Ces calcaires viennent topographiquement en dessous des terrains précédemment décrits, à cause du pendage et de la torsion des couches.

Cette coupe montre une nette évolution vers des faciès supérieurs du Lias au fur et à mesure que l'on rencontre des couches topographiquement plus basses ; le Lias est donc indubitablement à l'envers

2.6. - Coupe de Pra Plan

Au Nord Est du point coté 2000, on peut observer, à la faveur de replis affectant une série renversée, un affleurement confus mais qui a néanmoins permis d'établir la succession lithostratigraphique suivante :

- des dolomies blondes et des argilites du Trias supérieur ;
- 5 à 8 m de calcaire gris bleuté graveleux, se terminant par une surface corrodée, oxydée et bréchique ;
- 5 à 10 m de schistes et calcschistes gris ayant livré une ammonite pyriteuse indéterminable. Ces calcschistes contiennent des niveaux finement bréchiques.

Remarquons que ces terrains peuvent être complétement érodés : à quelques mètres de la coupe précédente, on voit les conglomérats de base de la série détritique de Tarentaise, reposer stratigraphiquement sur les dolomies triasiques. Ces dernières sont profondément ravinées par les conglomérats.

2.7. - Coupe du Cret du Rey

A partir de la bande gypseuse formant un petit couloir sur le flanc SSW de l'éperon conduisant au sommet du Crêt du Rey on peut observer la série suivante :

- des gypses du Trias supérieur ;
- 30 m de calcaire blanc marmoréen, à silex graveleux à la base ;
- un niveau de remaniement bréchique ;
- 1 m de calcschistes gris, contenant des éléments calcaires anguleux ;
- des conglomérats de la série détritique de Tarentaise (Crétacé).

2.8. - Coupe à 500 mètres au Sud du lac du Cau

Cette coupe s'observe dans une falaise orientée vers le Sud, les couches y sont verticales, et on observe d'Ouest en Est :

- des brèches triasiques ;
- 5 m de calcaires noirs à gravelles dolomitiques passant à :
- 30 m de calcaires "cristallins" gris clair, bleutés, massifs, contenant des silex ;
- 1 m de petits bancs calcaires ;
- 3 m de brèches monogéniques à éléments anguleux calcaires ;
- 5 m de calcaires foncés en bancs décimétriques contenant des silex qui soulignent la stratification ;
- sur 10 m, des schistes gris argenté et des calcschistes contenant de rares passées détritiques fines.

2.9. - Coupe de Charves - Plan Villard

Quelque centaines de mètres après avoir passé le hameau de Charves, la route fait un tournant resserré en passant au pied d'une falaise calcaire, on peut observer :

- des brèches du Trias supérieur ;
- 5 m de calcaires à gravelles de dolomie ;
- 40 m de calcaire gris clair, à bandes siliceuses soulignant la stratification. Ce calcaire est parfois parcouru par des veines anarchiques de calcaire noir fétide. On trouve également des bancs entiers de calcaire noir fétide ;
- une surface corrodée, conglomératique, riche en oxydes de fer, marque le sommet des calcaires. Cette surface montre, semble-t-il, des figures de courant ;
- 10 m de schistes brunâtres à reflets parfois violacés ;
- 5 m de conglomérats contenant des débris de plaquettes gréseuses rousses et de schistes noirs dans une matrice schisteuse. Ces conglomérats appartiennent à la formation détritique de Tarentaise (Crétacé).

2. 10. - Conclusion (fig. 9)

Les coupes précédentes mettent en évidence trois formations qui sont, de bas en haut :

- Formation A : calcaires noirs à la base et gris clair à silex au sommet.
- Formation B : schistes et calcschistes noirs ou brunâtres, contenant parfois des "miches" ;
- Formation C : principalement développée dans la zone du Quermoz - Chalet du Cormet d'Arêches ;

Il s'agit de niveaux calcschisteux et schisto-gréseux à la base et calcschisteux et schisto-gréseux à passées conglomératiques au sommet.

3. - PETROGRAPHIE, SEDIMENTOGENESE, MILIEU DE DEPOT, VARIATION DE FACIES DES TROIS FORMATIONS JURASSIQUES

3.1. - Formation A calcaire

3.1.1. - Historique

H. SCHOELLER avait dès 1929 dégagé les principaux caractères des calcaires du Lias, en disant qu'ils sont zoogènes, néritiques et bréchoïdes, sédimentés sous une faible épaisseur d'eau (ride géanticlinale).

Cet auteur mettait ainsi en évidence l'existence de mouvements embryonnaires positifs, ébauches de cordillères. Les affleurements de calcaire des Etroits du Saix et des carrières de Villette sont les plus connus dans la région, ils ont été abondamment étudiés et décrits par H. SCHOELLER.

Cet auteur considère que les calcaires de Villette, représentent une variation latérale de faciès, importante mais localisée.

Cette variation latérale ne m'est pas apparue plus nettement, sur le terrain que dans les descriptions que donne H. SCHOELLER de l'un et de l'autre de ces calcaires. Il emploie à peu de chose près les mêmes termes pour caractériser ces deux faciès, sans faire apparaître de différences fondamentales.

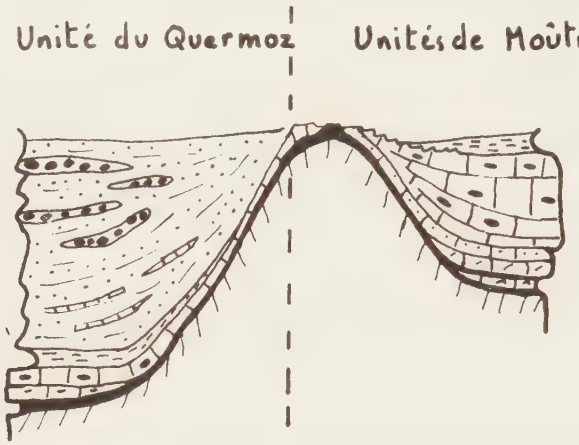
A mons sens, le seul caractère qui différencie les deux affleurements est la richesse en débris organiques, beaucoup plus grande à Villette qu'aux Etroits du Saix.

3.1.2. - Pétrographie

Les calcaires noirs ayant livré une Ariétite à la Bagnaz, sont des pseudosparites riches en oxyde de fer, et passent insensiblement vers le haut aux calcaires à silex.

Les calcaires blancs à silex ou à zones siliceuses sont des calcaires faiblement détritiques, représentant un terme intermédiaire entre les calcaires microbréchiques zoogènes et les calcaires à minéraux détritiques définis par A. CAROZZI (1953).

D'après la classification de GRABAU ils correspondraient à des calcirudites et des calcarénites. Le caractère varié de l'allochem (élément figuré) fait que l'on ne peut pas rattacher ces calcaires à un type précis de la classification de Folk. On peut néanmoins dire qu'après l'épimétamorphisme qui a affecté ces calcaires la roche est devenue une pseudo-extrasparite.



Figurés	Formations	Lithologie	Tecto.	Age
	C	Schistes, Grès, Calcaires, Passées de Conglomérat		Dogger
	B	Schistes noirs ou gris à miches		Aalénien
		Calcaires marmoréens blancs à silex		Sinémurien F
	A	Calcaires noirs		
		Calcaires graveleux		
		Dolomies jaunes		
		Dolomies lumachelliques et schistes noirs		Rhétien F
		Argilites		
		Brèches		Noro-rhétien
		Gypses		
		Trias supérieur indifferencié		

Figure 9 - Colonne stratigraphique synthétique du Jurassique de la région étudiée -

Le ciment

Il est prédominant, parfois dolomitique, toujours recristallisé en pseudosparite.

Les éléments figurés sont peu abondants en proportion, mais ils sont variés ; ce sont :

- des débris de roches arrondies (gravelles)"micritiques" ou "dolomitiques" parfois oolithiques, empruntés au Trias. La taille de ces gravelles varie du 1/10 de mm à quelques millimètres ;
- des minéraux détritiques tels que feldspaths, plagioclases, épidote, quartz ;
- des minéraux néoformés ou recristallisés tels que feldspaths et quartz ;
- des oxydes de fer, de la pyrite ;
- des débris organiques tels que : rostres de bélemnites, encrines, échinides, fantômes d'algues, polypiers, spicules de spongiaires, lamellibranches.

3.1.3. - Variation de faciès et d'épaisseur

Les calcaires affleurant dans la région étudiée ne montrent pas de véritables variations latérales de faciès, mais plutôt des simples fluctuations de la quantité relative des éléments figurés.

L'épaisseur des calcaires liasiques est très variable mais ce niveau est soumis dans la région à d'intenses étirements tectoniques qui rendent impossible l'interprétation des faibles variations d'épaisseur.

3.1.4. - Milieu de dépôt et sédimentogenèse des calcaires liasiques de Tarentaise

Les données de l'océanographie des milieux actuels nous indiquent que nos calcaires liasiques ont dû se déposer dans la zone du circalittoral supérieur et inférieur, c'est-à-dire entre 40 et 200 m de profondeur.

En d'autres termes, il s'agit de sédiments néritiques.

Les travaux de DELOFFRE et al. (1972) permettent de faire une supposition. En confrontant les critères fournis par cet auteur et les caractères de notre sédiment on peut supposer que nous sommes en présence de sédiments déposés sur une plate-forme à caractère récifal. La présence de Polypiers dans la zone de Villette (H. SCHOELLER, 1929 p. 242-245) confirme en partie ce point de vue.

Les travaux de J.J. BLANC (1968) sur la séquence des calcarénites du Barrémien et de l'Aptien de Provence mettent en évidence un processus sédimentogénétique qui est, semble-t-il, applicable aussi à la genèse des calcaires liasiques de notre région.

J.J. BLANC considère qu'au départ existe un bioherme ou biostrome, qui en s'érodant donne naissance à des calcaires à débris granoclassés dans l'espace et dans le temps. Cet auteur remarque que latéralement, la série récifale passe à des calcarénites en plaquettes, formant des petits bancs à horizons légèrement plus argileux où apparaissent des silex et des éléments ferrugineux sous forme d'oxyde ou de pyrite ; la fin de la séquence est généralement marquée par un hard ground ferrugineux ou des horizons noduleux.

Notre formation calcaire présente tous ces caractères y compris le hard ground, très riche en oxyde de fer. Il est donc possible que la formation calcaire A résulte, en partie tout au moins, du démentellement et du remaniement latéral de calcaires récifaux.

3.2. - Formation B schisteuse

Cette formation de schistes noirs ou gris a livré une ammonite pyriteuse à l'affleurement de Pra Plan, elle est malheureusement indéterminable.

Les schistes de cette formation contiennent de la chlorite, de la muscovite, du quartz et des oxydes de fer.

Cette formation schisteuse contient des passées microbréchiques peu épaisses. La microbrèche est à ciment carbonaté, et contient les éléments figurés suivants : débris millimétriques et parfois centimétriques de roches calcaires et dolomitiques (triasiques), débris de schistes noirs, grains de quartz, paillettes de muscovite.

Ces passées de microbrèches sont révélatrices des mouvements tectoniques qui ont affecté des zones proches et créé sans doute des reliefs assez marqués (Tectonique anté dogger mise en évidence à la Combe de la Nova, P. ANTOINE, R. BARBIER, J. DEBELMAS, S. FUDRAL, 1972).

Le passage (qui plus est par l'intermédiaire d'un hard ground) d'une série calcaire à une série schisteuse contenant des passées microbréchiques, montre l'existence de mouvements positifs et une tendance à l'émersion. Cette dernière est effective en certains points au Nord de la région étudiée dans le massif Portettaz - Grand Fond (S. FUDRAL, 1973).

3.3. - Formation C : calcaires, schistes, grès, conglomérats du Quermoz

3.3.1. - Introduction - Historique

Cette formation n'est bien visible que dans la zone paléogéographique 2 (cf. tableau 2) à savoir zone Quermoz - Passage de Villette - Chalet du Cormet.

L'étude lithostratigraphique montre, d'une part qu'il y a passage progressif vers le haut, des schistes de la formation B, à la formation C et, d'autre part, que les faciès de la formation C et ceux de la formation détritique crétacée ne sont pas comparables (cf. chapitre IV, paragraphe 3.2)

L'étude du cadre géologique local montre que la montagne du Quermoz est une structure synclinale affectée de replis secondaires.

Dans ces conditions, il ne peut être question de voir au Quermoz, une série flysch plissée anticlinalement avec ses conglomérats au cœur de la structure comme le pensait H. SCHOELLER.

3.3.2. - Pétrographie

3.3.2.1. - Les calcschistes gréseux de la base du Quermoz

A l'affleurement on peut observer une alternance de plaquettes calcaires finement gréseuses, riches en séricite, de petits bancs calcschisteux, de bancs schisteux.

L'étude microscopique du faciès gréseux montre : un ciment carbonaté, pseudosparitique, dans lequel s'est développé du quartz secondaire et de la séricite néoformée. Les éléments figurés étant du quartz détritique et des feldspaths altérés. Les oxydes de fer sont présents à l'état de pigments.

3.3.2.2. - Les calcschistes gréseux à passées conglomératiques du sommet du Quermoz

Ce niveau diffère du précédent par la présence au sein des calcschistes, schistes et calcaires gréseux, de passées grossièrement détritiques qui forment à l'affleurement des bancs amygdalaires plus ou moins continus.

Ces conglomérats sont très différents de ceux de la formation détritique de Tarentaise (Crétacé). Ils ont une matrice pseudosparitique occupant une part minime de la roche. Les éléments très nombreux, sont essentiellement constitués de calcaires de type liasique, leur taille va du centimètre au décimètre et atteint dans les cas exceptionnels 50 cm. Ces éléments ont une forme roulée et étirée, ce qui donne un aspect très particulier à la roche.

Les conglomérats de la série crétacée sont beaucoup plus polygéniques et renferment notamment des quartzites triasiques et permotriasiques, une grande quantité de dolomies du Trias moyen, ainsi que de rares galets de roches cristallines.

Par contre, nos faciès conglomératiques du Quermoz rappellent fortement certains niveaux conglomératiques de la brèche du Grand Fond ou des brèches jurassiques du Niélard.

3.3.3. - Variation latérale de faciès et d'épaisseur, répartition géographique

Le dépôt de la formation C se fait sous l'étroite dépendance de la paléotopographie locale.

Dans la zone (2-3, tableau 2), déjà singulière au Lias, la formation C a 100 à 150 m d'épaisseur et contient des passées conglomératiques, ces deux faits caractérisent une unité paléogéographique distincte, il s'agit de l'unité du Quermoz.

La zone (4-5) est caractérisée par l'absence de la formation C et par une érosion qui atteint le Trias supérieur. Cette zone, probablement émergée au Dogger, fournirait les éléments des passées conglomératiques du Quermoz. Dans les autres zones, la formation est absente mais je pense l'avoir trouvée, remaniée à l'état de plaquettes gréseuses dans la base de la formation conglomératique crétacée à Charves notamment (zone 14).

Je pense que si la formation C s'est déposée en dehors des zones où elle est actuellement observable, son épaisseur devait être faible.

3.3.4. - Milieu de dépôt et sédimentogenèse

La formation C présente les caractères d'un dépôt littoral . Il semble bien, d'autre part, que les apports détritiques qui constituent en grande partie la formation C résultent de la destruction de reliefs proches engendrés par des mouvements positifs.

Ces phénomènes d'apports détritiques liés à l'activité tectonique, s'étaient déjà manifesté lors du dépôt de la formation B. Avec la formation C, les apports s'intensifient et prouvent le caractère régressif de la série du Quermoz.

En effet, la zone de la Bagnaz - Quermoz (zone 2), qui avait, avec la formation A, un caractère de plate-forme, prend peu à peu avec la formation C un caractère littoral, ce qui implique un recul relatif de la mer.

4. - AGE DES DIVERSES FORMATIONS (fig. 9)

4.1. - Formation A, calcaire

Les calcaires noirs, bien représentés dans la zone 2 où ils ont livré une Ariétite et des Pentacrines sont probablement d'âge sinémurien comme l'avait déjà avancé H. SCHOELLER.

En ce qui concerne le calcaire gris à silex, je n'ai pas trouvé d'éléments paléontologiques nouveaux et je me contenterai de reprendre les conclusions de H. SCHOELLER :

"Le calcaire type Etroits du Saix est sûrement liasique, il comprend probablement à la fois le Lias moyen et supérieur, sans qu'il soit possible d'être plus précis".

Remarque relative à la position stratigraphique du hard ground et à la durée de non dépôt

Rappelons que, par endroits, le sommet des calcaires liasiques est marqué par un hard ground. Les mouvements positifs ayant engendré ce hard ground sont de toute évidence à rapprocher de l'importante tectonique anté dogger mise en évidence récemment à la Combe de la Nova (P. ANTOINE ; R. BARBIER ; J. DEBELMAS ; S. FUDRAL, 1972).

Dans notre région la lacune occuperait tout ou partie du Toarcien et peut-être une partie de l'Aalénien.

4.2. - Formation B, schisteuse

Son faciès caractéristique et sa position au-dessus du Lias calcaire font que nous identifions cette formation aux schistes noirs et calcschistes à miches datés de l'Aalénien par R. BARBIER dans la partie externe de la zone subbriançonnaise.

4.3. - Formation C : calcaires, schistes, grès et conglomérats du Quermoz

Comme nous l'avons vu précédemment, il ne peut plus être question de rattacher la série du Quermoz à celle du flysch [1] de Tarentaise (comme le pense H. SCHOELLER).

Le passage stratigraphique continu, du Lias à la série du Quermoz impose à cette dernière un âge dogger (Bajocien, Bathonien). De ce fait, la série du Quermoz doit être considérée comme équivalent latéral des "Brèches du Grand-Fond" dont l'âge dogger a été précisé par une note récente (P. ANTOINE, R. BARBIER, J. DEBELMAS, S. FUDRAL, 1972).

Il est bon de remarquer dans ce sens, qu'il existe, une convergence de faciès, entre les passées conglomératiques du Quermoz et certaines brèches du Grand-Fond, et les brèches du Niélard.

---

(1) - Le terme flysch, écrit avec une minuscule, ne désigne dans cet ouvrage que les couches tout à fait terminales de la série détritique crétacée de Tarentaise (couches de Saint-Christophe des auteurs suisses). Cette typographie, rejoint celle utilisée par P. ANTOINE (1971).

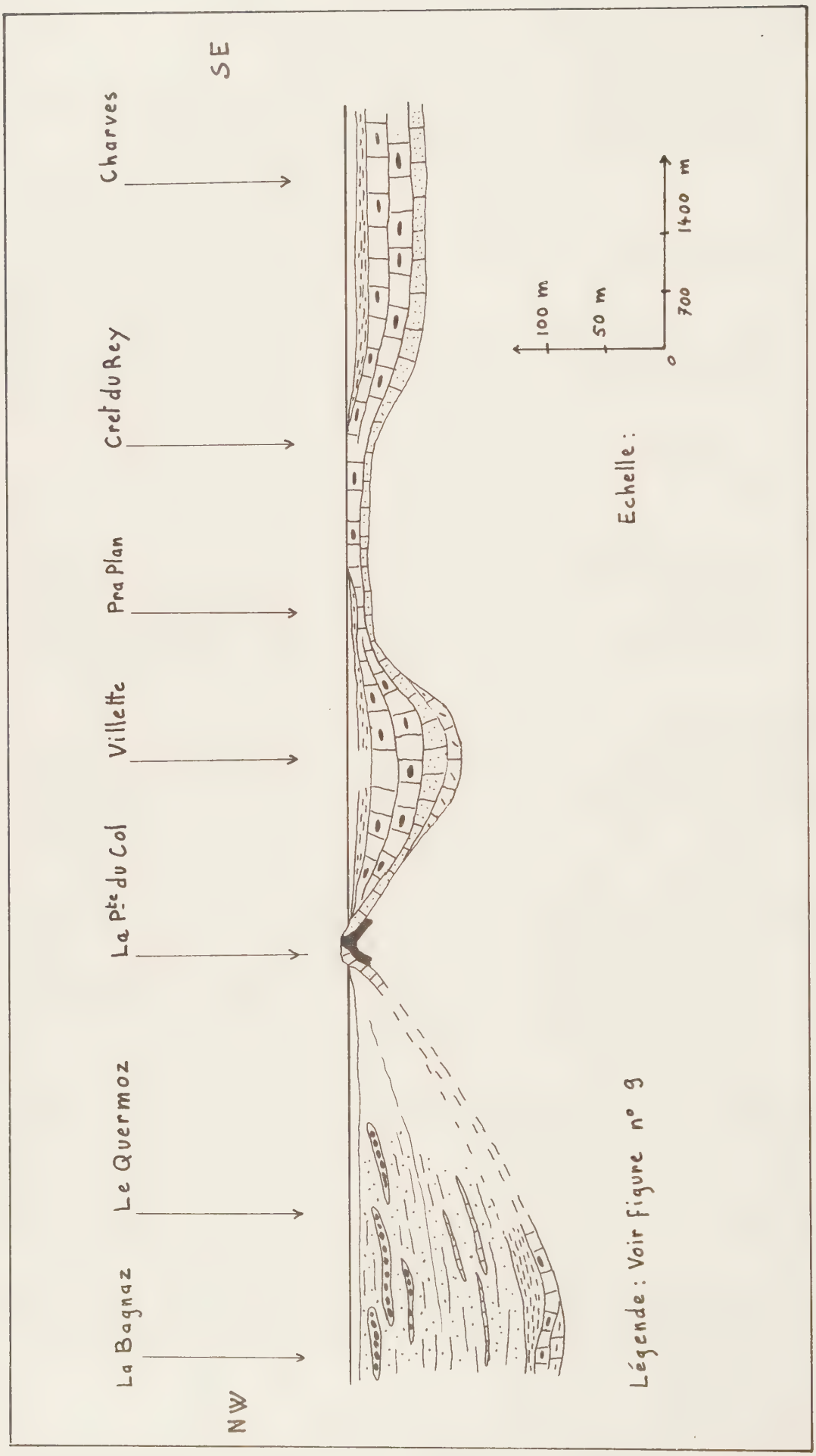


Figure 10 - Coupe palinspastique du Jurassique dans la région étudiée -

5. - GEODYNAMIQUE ET PALEOGEOGRAPHIE AU JURASSIQUE (fig. 10)

Nous avons vu que au tout début du Lias s'amorce une transgression qui fait suite au régime lagunaire et subaérien triasique.

5.1. - Pendant le Lias

Notre région correspond à une plate-forme au sein d'une mer épicontinentale. Sur cette plate-forme, les conditions bathymétriques sont celles de l'étage circalittoral, la paléotopographie est assez marquée pour que certaines zones (2 et 8) soient submergées plus précocement que d'autres. Cela laisse supposer, qu'une lacune plus ou moins importante peut exister à la base du Lias.

5.2. - Au Toarcien

Les mouvements positifs d'une tectonique embryonnaire prolongeant les mouvements du Trias supérieur se manifestent et individualisent dans la région étudiée 2 zones paléogéographiques :

- une zone de Moûtiers interne (zones 9 à 14) où le régime périrécifal est interrompu par un hard ground ;
- une zone de Moûtiers externe (zones 2 à 8) où le hard ground n'existe pas et où la sédimentation semble se poursuivre normalement.

5.3. - A l'Aalénien

En dehors de la zone du Niélard au Sud de l'Isère (R. BARBIER, 1948), où l'émersion semble persister (absence de tout terrain depuis l'Aalénien jusqu'au Callovien et peut être plus), une homogénéisation se produit avec le dépôt de schistes noirs ou brunâtres contenant des passées détritiques qui annoncent l'influence, sur la composition des séries stratigraphiques, des mouvements anté dogger.

5.4. - Au Dogger

Des phénomènes très importants se produisent. Les mouvements positifs qui se manifestent dès la fin du Lias, par un hard ground sur l'unité de Moûtiers interne, se déplace peu à peu vers l'Est et affectent l'unité de Moûtiers externe, créant par contre coup, sur la partie la plus externe de cette unité une nouvelle zone paléogéographique qui, elle, est subsidente (relativement).

Cette nouvelle unité est l'unité du Quermoz, qui prend naissance par la division en deux de l'unité de Moûtiers externe (à l'Ouest l'unité du Quermoz qui est subsidente, à l'Est une unité en voie de surrection que nous continuerons d'appeler unité de Moûtiers externe).

L'unité du Quermoz (zones 2 et 3) :
les sédiments y sont détritiques et contiennent des passées conglomératiques (cf. paragraphe 3.3.) ;
la puissance du Dogger est de l'ordre de 100 à 150 m .

Les unités de Moûtiers externe (zones 4 à 8) et interne (zones 9 à 14) :
les sédiments y sont finement détritiques et leur puissance est faible (20 m). En de nombreux points les sédiments du Dogger sont absents notamment à la pointe du col (zone 4), où une importante érosion s'est produite car l'on voit les conglomérats crétacés reposer suivant les endroits, sur le Lias calcaire, sur les schistes aaléniens, sur les dolomies blondes du Trias supérieur. Il est à remarquer que les terrains érodés (schistes et calcaires blancs) se retrouvent remaniés dans la série du Quermoz qui est à dominante schisteuse et dont les passées conglomératiques sommitales sont essentiellement constituées d'éléments de calcaires blancs liasiques.

Les passées plus gréseuses ont sans doute une origine plus lointaine, provenant de zones où le Trias quartzitique a été atteint par l'érosion (Grand-Fond).

Les unités de Moûtiers et principalement l'unité de Moûtiers externe (zones 4 et 8) correspondent à un haut-fond ayant des zones émergées, elles sont bordées à l'Ouest par l'unité du Quermoz qui a les caractères d'un bassin côtier.

Les mouvements positifs qui affectent au Dogger et sans doute au Malm, les unités de Moûtiers, provoquent sur l'emplacement de la future zone des Brèches de Tarentaise, une évolution dont le caractère régressif se marque dans l'évolution négative de la série stratigraphique depuis le fin du Lias : calcaires liasiques, hard ground toarcien, schistes aaléniens, couches détritiques à passées conglomératiques d'âge dogger au Quermoz, lacune probable du Malm.

Au Sud de l'Isère il se produit un phénomène semblable et symétrique par rapport à la zone des Brèches de Tarentaise (unités de Moûtiers et du Niélard).

En effet, dans la digitation de la Grande Moenda (zone subbriançonnaise externe) qui borde à l'Est l'unité du Niélard se déposent des sédiments d'âge dogger dont le faciès est comparable (d'après des descriptions qu'en fait R. BARBIER, 1948) à celui des sédiments de la série basale de l'unité du Quermoz, qui flanque à l'Ouest l'unité de Moûtiers.

L'orientation et l'individualisation des zones paléogéographiques ont pu être influencé par le rejeu de failles hercyniennes (N 50° dans la région). Dans ces conditions il pourrait donc y avoir une obliquité entre l'orientation des zones paléogéographiques et celle des zones structurales actuelles (orientées N 30°).

5.5. - Conclusion

Pendant le Dogger, s'individualise sur les unités de Moûtiers, un haut-fond ou ride géanticlinale qui fonctionne par endroits comme une cordillère alimentant de petits bassins où les sédiments sont plus ou moins détritiques ; il s'agit de la cordillère tarine mise en évidence par R. BARBIER (1948).

Mes travaux confirment l'existence de cette cordillère en montrant qu'elle se poursuit vers le Nord où elle a occasionné dans les unités de Moûtiers, entre Moûtiers et le torrent du Cormet d'Arêches, une lacune pouvant aller de l'Aalénien au Crétacé moyen.

En résumé

Dès la fin du Dogger, se succèdent d'Ouest en Est, sur la région étudiée, les unités paléogéographiques suivantes :
- unité du Quermoz,
- unité de Moûtiers externe,
- unité de Moûtiers interne.

Les unités de Moûtiers et principalement l'unité de Moûtiers externe sont situées sur l'emplacement de la cordillère tarine. L'unité du Quermoz est un bassin à caractère côtier qui flanque à l'Ouest la cordillère tarine.

La séquence lithologique du Dogger des trois unités est une séquence négative calcaire - détritique aboutissant à une lacune, principalement du Malm et du Crétacé inférieur et moyen.

5.6. - Remarques relatives aux brèches du Grand-Fond, du Niélard et aux passées conglomératiques du Quermoz

Les études récentes faites au Nord de l'Isère permettent de supposer que les brèches du Niélard ont commencé à se former en même temps que les brèches du Grand-Fond et du Quermoz, c'est-à-dire au Dogger. Mais au Niélard, les conditions géodynamiques (cordillère) ne variant pas durant toute la période Dogger - Tertiaire, le dépôt des brèches aurait été suivi par une lacune de sédimentation ; les dépôts suivants ne se produisant que grâce à l'arrivée tardive au Tertiaire d'une "onde orogénique" venant du Nord.

Au Nord, cette onde arrivant dès le Crétacé aurait modifié les conditions de dépôt et permis aux terrains crétacés de se déposer. Cette arrivée d'une onde orogénique tardive au Sud explique l'évolution de l'âge du flysch entre le Nord où il est crétacé et le Sud (Niélard) où il est tertiaire. Une explication voisine de celle qui précède avait été envisagée par R. BARBIER et R. TRÜMPY (1955).

CHAPITRE IV - LE CRETACE

1. - INTRODUCTION

1.1. - Historique de l'âge du "Flysch de Tarentaise"

La série terminale de Tarentaise avait été longtemps considérée comme faisant partie des "Schistes lustrés" piémontais, d'âge liasique (S. FRANCHI).

H. SCHOELLER appliqua le terme de flysch à la série détritique et calcschisteuse qui termine la colonne stratigraphique de Tarentaise. De ce fait il lui attribua, par analogie aux autres Flyschs alpins, un âge tertiaire.

Les études ultérieures devaient mettre deux faits en évidence:

- que le terme de flysch était peut-être mal choisi pour désigner l'ensemble de la série détritique ;
- que l'âge tertiaire était sans doute attribué à tort à cette série.

Cette attribution chronologique ne reposait sur aucune preuve paléontologique, mais simplement sur le fait qu'à l'époque de H. SCHOELLER, tous les Flyschs alpins étaient attribués au Tertiaire ; cette datation était donc bien fragile.

Rappelons à ce propos que le terme flysch ne doit désigner en fait qu'un faciès, indépendamment de toute question d'âge.

Si ce terme est d'un emploi incertain, c'est oh! paradoxe, à cause des multiples définitions dont il est l'objet. Cependant si Flysch il y a en Tarentaise il ne peut s'agir que des couches appartenant à la formation tout à fait terminale (couche de Saint-Christophe). J'emploierai, comme P. ANTOINE, le terme flysch avec une minuscule, pour bien marquer, comme cet auteur, que nous ne considérons, à la rigueur comme tel, que les couches terminales et non pas la totalité de la série que H. SCHOELLER désigne par Flysch avec une majuscule.

L'ensemble des terrains surmontant le Jurassique (y compris le faciès flysch) sera désigné sous l'appellation de Série détritique de Tarentaise.

La découverte par P. ANTOINE (1971) d'une Globotruncana, non remaniée, dans le ciment d'une roche de la formation basale de la série détritique de Tarentaise, a été confirmée par la découverte plus récente, faite par S. FUDRAL, 1973, de deux autres Globotruncana, dans des roches de même nature et dans la même formation.

Ces découvertes, jointes à d'autres arguments ont permis à leurs auteurs d'affirmer, que dans les régions qu'ils ont étudiées, la série détritique de Tarentaise, dans son ensemble, est d'âge crétacé supérieur.

Cette attribution d'un âge crétacé supérieur à la série détritique de Tarentaise dans l'unité de Moûtiers et du Roignais-Versoyen est évidemment différente de celle faite par R. BARBIER (1948) du Niélard, où cet auteur a démontré que la série détritique à caractère flysch, était Tertiaire.

Cette difficulté n'avait pas échappé à R. BARBIER et R. TRUMPY (1955) qui envisagent (antérieurement aux découvertes de Globotruncana en Tarentaise) cette question sous un angle très voisin. Ils expliquent en effet qu'au NE, le flysch peut très bien être Crétacé alors qu'au SW le flysch du Niélard est Tertiaire. Pour cela ils invoquent, sans les nommer explicitement, des phénomènes d'inversion de subsidence au cours du temps, et, constatent "qu'il n'y a pas parallélisme (à cette échelle) entre les zones paléogéographiques et les unités tectoniques".

Dans la conception de R. BARBIER et R. TRUMPY, la digitation de Moûtiers représente une zone intermédiaire où Tertiaire et Crétacé peuvent être représentés. Si dans l'unité du Roignais-Versoyen et dans la moyenne partie de l'unité de Moûtiers la formation détritique de Tarentaise est reconnues comme étant d'âge crétacé, nous verrons que dans le Sud de la région étudiée (unité de Quermoz, secteur du Lac du Saut) certains faits amènent à penser que des terrains discordants (?) sur du Jurassique peuvent être attribués au Tertiaire. Ces observations vont donc tout à fait dans le sens de l'interprétation faite par R. BARBIER et R. TRUMPY, interprétation qui résoudrait le problème de l'évolution de l'âge des séries détritiques à caractère flysch.

1.2. - Généralités

Etant donné que le problème de l'âge de la série détritique de l'unité de Moûtiers (à laquelle ma région d'étude se rattache) est en grande partie résolu, j'ai orienté mes recherches et porté mes efforts sur l'étude pétrographique, sédimentogenétique et paléogéographique de cette série.

Les découvertes structurales que j'ai pu faire et leurs conséquences paléogéographiques (cf. tableau 2), jointes à une étude lithologique et sédimentologique détaillée, me permettent de préciser le schéma paléogéographique et l'évolution géodynamique du bassin détritique dans la partie de l'unité de Moûtiers qui fait l'objet de ce travail.

Je démontrerai que l'on doit maintenir au Crétacé la subdivision de l'unité de Moûtiers en deux sous-unités paléogéographiques : l'une externe, l'autre interne ; ces unités étant séparées par des rides ou haut-fond, reliquat d'anciennes cordillères.

Dans l'état actuel, l'unité interne repose sur l'unité externe, par suite d'un important chevauchement engendré par la tectonique paroxysmale alpine .

Mes études me permettant d'autre part d'envisager sous un angle nouveau le problème de l'origine et du sens des apports détritiques. Le matériel détritique provient en effet beaucoup plus directement des rides qui longent les bassins, que d'une source bien localisée et située au Sud .

Nous verrons dans la conclusion de ce chapitre comment l'on peut raisonnablement envisager l'autoalimentation du bassin détritique.

2. - DESCRIPTION DES COUPES LITHOLOGIQUES REALISEES SUR LE TERRAIN (fig. 11)

Introduction

Les descriptions qui vont suivre ne mentionnent que ce qui est directement observable sur le terrain. Dans les descriptions, je distingue trois catégories de conglomérat :

1) - conglomérat à petits éléments où la majorité de ceux-ci est comprise entre 1 et 5 cm.
2) - conglomérat à éléments moyens où la majorité des éléments apparents est comprise entre 5 et 10 cm.
3) - conglomérat à gros éléments où les éléments peuvent atteindre jusqu'à 80 cm.

2.1. - Coupe du lac de l'Accachat

La dépression, en partie occupée par le lac, est formée par des schistes noirs à quartzites verts. A quelque 100 m au Sud Est du lac (sur le bord du petit chemin qui conduit au lac) on peut observer la partie inférieure de la série reposant sur des schistes du Dogger. La coupe permettant la meilleure observation de la partie supérieure de la série peut être relevée dans le talus qui domine le lac, à une centaine de mètres au NW de ce dernier.

De bas en haut, on observe :

- schistes du Dogger ;
- 10 m de brèches à éléments moyens, surmontant les schistes précédents avec une zone de transition ;
- 30 m de calcaires microbréchiques dont les éléments représentent 40 à 50 % du volume de la roche ;
- 5 m de conglomérats mal classés à petits et gros éléments (50 cm), ces derniers sont étirés, ce sont des dolomies, des calcaires, des roches siliceuses feuilletées verdâtres ;
- 10 m de schistes noirs ;
- 10 m d'une alternance de bancs réguliers (50 cm) de quartzites verts et de schistes noirs. Il y a passage progressif au niveau supérieur ;
- 10 m de brèches très micacées verdâtres et à petits éléments siliceux. J'ai appelé ce niveau : "silicophylliteux" ;
- 1 m de schistes noirs ;
- 20 m de grès grossiers calcarifères contenant de tout petits éléments de dolomies triasiques. La couleur est grisâtre avec des nuances rousses, les bancs sont massifs (plusieurs mètres) et assez nettement granoclassés ;
- 2 m de schistes noirs ;
- 10 m d'une alternance de calcaires gréseux et de schistes gris ou noirs. Ce niveau réalise le passage au flysch ;
- le flysch : alternance de petits bancs de calcaire plus ou moins gréseux, de passées de microbrèches, de schistes.

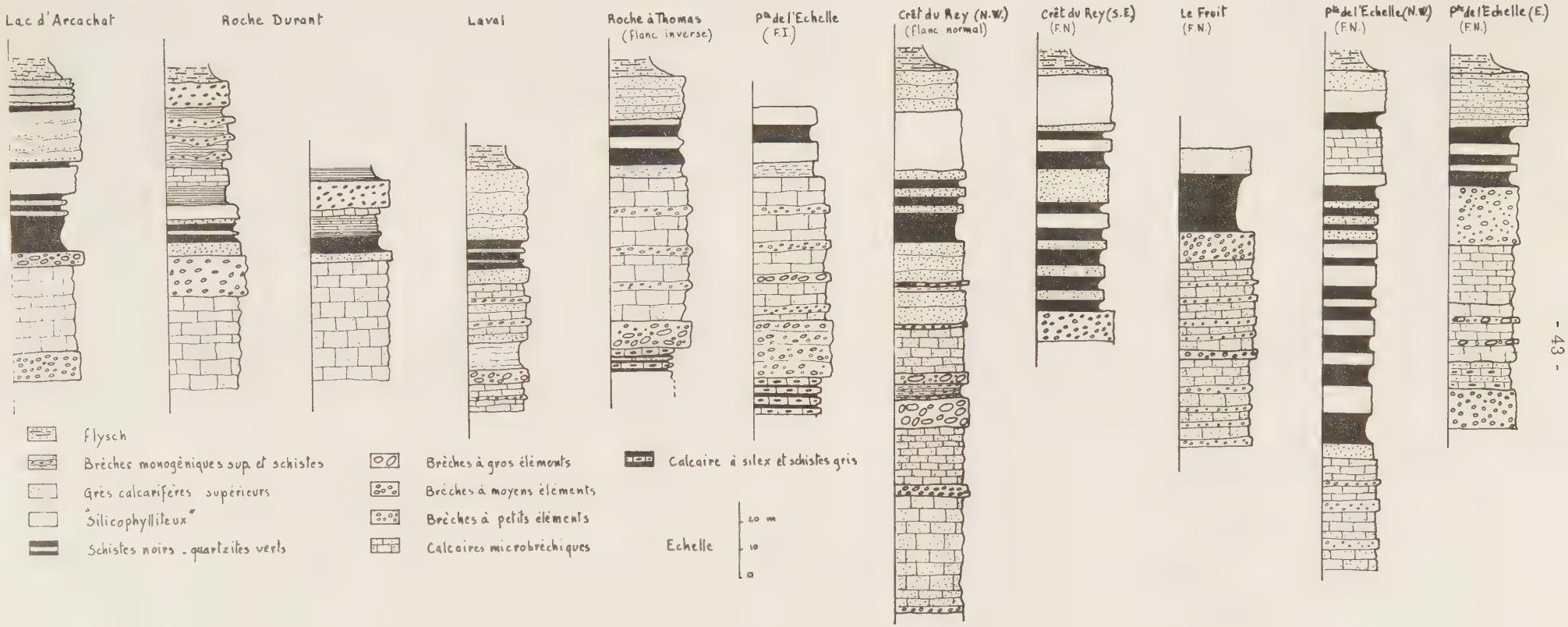


Figure 11 - Colonne stratigraphique des différentes coupes du Crétacé supérieur -

2.2. - Coupe de Roche Durand

Au-dessus de Montgirod, à environ 300 mètres au SW du point 1343, on peut emprunter un chemin (récent) qui conduit au fond d'une large ravine ou coule le ruisseau qui prend sa source à Fontaine Sagellan. Ce chemin livre la coupe suivante, de bas en haut :

- 40 à 50 m de calcaires microbréchiques et conglomérats bréchiques à petits éléments. Ce faciès est polygénique et contient notamment des débris phylliteux verdâtres ;
- 3 m de grès calcarifères ;
- 5 m de schistes noirs et quartzites verts ;
- 8-10 m de schistes et calcschistes gréseux, passant vers le haut à des bancs de calcaires gréseux (bancs 50 cm) ;
- 8-10 m de brèches claires à éléments noirs donnant à la roche un "aspect monogénique". Les bancs sont massifs. Le ciment est blanc et contient des phyllites ; les éléments sont représentés par du quartz détritique et des galets de carbonates noirs dont la taille est centimétrique. Ce faciès de "brèche tachetée" est particulier au secteur où a été relevée cette coupe ;
- schistes grisâtres ;
- quaternaire.

En s'élevant le long du ruisseau on observe une coupe semblable, mais montrant les différences suivantes :

1) - le niveau de schistes noirs à quartzite vert est encadré par des bancs de grès calcarifères et il est surmonté par un niveau de brèches silicophylliteuses ;

2) - les brèches claires à "aspect monogénique" forment des bancs de dimension plus modeste que dans la coupe précédente et ils alternent ici avec des passées schisteuses grisâtres.

Le sommet de la coupe est occupé par un important banc de brèches, le passage au flysch se fait pratiquement sans transition.

2.3. - Coupe des chalets de Laval

En arrivant aux chalets de Laval, la route conduisant au Cormet d'Arêches franchit le torrent ; la coupe ci-dessous a été relevée au droit du pont, de part et d'autre d'un important cône d'éboulis, en rive droite du torrent.

De bas en haut stratigraphiquement, on observe :

- 10 m de calcaires microbréchiques, pauvres en éléments détritiques (phyllites, quartz et rares galets de carbonates) alternant avec de minces niveaux de conglomérats à petits éléments ;
- 5 m de brèches mal classées à petits et gros éléments. Ces derniers sont lités et étirés ; certains éléments atteignent 30 cm par étirement. Ce sont des dolomies rousses, du quartz, des débris de schistes. La matrice est calcaire ;
- 10 m correspondant à des terrains plus facilement altérables ;
- 20 m de grès roux bien lités, à ciment calcaire. Ces grès alternent avec des calcaires microbréchiques et des brèches à petits éléments. Une base de banc montre des figures qui peuvent être des flute cast ;
- redoublement tectonique par faille ;
- 5 m de grès roux à ciment calcaire ;
- 10 m formant une dépression occupée vraisemblablement par des schistes noirs et quartzites verts ;
- 10 m de quartzites clairs en gros bancs massifs ;
- 15-20 m de grès calcarifères de couleur grise ;
- le flysch.

2.4. - Coupe du flanc inverse de la mégastructure chevauchante dans le secteur de Roche à Thomas

La face sud de Roche à Thomas montre deux barres de conglomérats séparées par des calcaires et des calcschistes à passées gréseuses (base de la série détritique). La barre inférieure et une partie du niveau calcschisteux appartiennent au flanc inverse de la mégastructure.

D'autre part, au pied de la face nord de Roche à Thomas, on peut observer en position également renversée, la partie supérieure de cette série.

Donc, stratigraphiquement au-dessus d'une écaille de calcaires liasiques et de schistes du Dogger (très petit affleurement observable sur un replat de la face E de Roche à Thomas) viennent :

- 10 m (?) d'une alternance de bancs de calcaires à silex (mimant les calcaires liasiques), de calcaires gréseux, de conglomérats à petits éléments, de passées schisteuses et calcschisteuses ;
- 10 m (?) visibles de brèches à éléments moyens et gros ; la matrice est peu abondante.

En face nord, on peut observer :

- 50 m de calcaires microbréchiques et conglomérats à petits éléments ;
- 5 m de plaquettes gréseuses formant une petite dépression ;
- 15-20 m de schistes noirs à quartzites verts ;
- 15 m de grès calcarifères en bancs décimétriques avec interbancs schisteux minces ;
- le flysch.

2.5. - Coupe du flanc inverse de la mégastructure chevauchante dans la base de la face E de la pointe de l'Echelle

Coupe depuis 200 m au SW du point coté 2248 jusqu'au milieu de la face E :

- 15 m d'une alternance de bancs calcaires à zones siliceuses mises en relief (mimant les calcaires liasiques), de calcaires gréseux à patine marron, de conglomérats à petits éléments, de passées schisteuses et calcschisteuses ;
- 20 m de conglomérats à petits et moyens éléments, la patine est rousse, la matrice est peu abondante, les éléments sont des carbonates et des débris siliceux ;
- 50 m de calcaires microbréchiques contenant des passées de brèches à petits éléments et matrice calcaire abondante, et de passées de conglomérats à gros éléments (20 à 50 cm). Les éléments sont des galets de roches carbonatées et de roches siliceuses ;
- 5 m de calcaires gréseux ou microbréchiques ;
- 15 à 20 m de schistes noirs à quartzites verts et brèches silicophylliteuses ;
- le passage au flysch n'est pas visible sur cette coupe qui atteint le milieu de la face E de la pointe de l'Echelle. Cependant on peut l'observer à la base de la face du point coté 2248, grâce à un repli du flanc inverse.

Le passage au flysch se fait alors classiquement par des grès calcarifères.

2.6. - Coupe du flanc normal de la mégastructure chevauchante dans le secteur du Crêt du Rey

En s'élevant sur l'arête ouest conduisant au sommet du Crêt du Rey, on rencontre :

- au col de Pierre Percée : une cicatrice gypseuse, puis viennent,
- des replis intéressant du Trias et du Lias. En observant la face nord (légèrement en contrebas du col) on peut se rendre compte que la série est redoublée tectoniquement : une écaille de flanc inverse est surmontée par le flanc normal dont nous allons décrire la série.

- Lias calcaire terminé par un hard ground surmonté par 1 m de schistes argentés du Lias supérieur - Dogger (réduit en partie tectoniquement sans doute).
- 3 m de conglomérats à petits éléments.
- 40 m de calcaires microbréchiques.
- 3 m de conglomérats à éléments moyens ; la matrice est peu abondante et les éléments sont des carbonates.
- 20 m de calcaires microbréchiques en bancs décimétriques.
- 10 m de conglomérats à gros éléments.
- 5 m d'une alternance de schistes, calcaires gréseux en bancs de 5 à 50 cm, et de conglomérats à petits éléments. La base d'un des bancs de grès montre des flute casts.
- 3 m de conglomérats à petits et gros éléments (80 cm), la matrice est peu abondante, et les galets sont aussi bien des roches carbonatées que des roches siliceuses.
- 15 m de calcaires microbréchiques à patine rousse ; le niveau est riche en grains de quartz détritique.
- 1 m de conglomérats à petits éléments.
- 10 m de grès calcarifères à patine rousse.
- 2,5 m d'une alternance de schistes et grès calcarifères.
- 2 m de brèches à petits éléments.
- 15 m de grès calcarifères en polystrates dont la patine est rousse à verdâtre. Ce niveau contient également des brèches à petits éléments.
- 10 m de schistes noirs.
- 12 m d'une alternance de grès calcarifères et de schistes noirs.
- 15-20 m de brèches silicophylliteuses verdâtres à petits éléments, avec quelques gros éléments de roches carbonatées et de roches feuilletées siliceuses.
- 15 m de grès calcarifères de couleur claire.
- zone de passage au flysch.
- le flysch.

2.7. - Coupe du flanc normal de la mégastructure chevauchante entre le Crêt du Rey et Corne Noire

Depuis le col de Corne Noire et en suivant l'arête E du Crêt du Rey on peut observer la coupe suivante.

- Au col de Corne Noire, des cargneules marquent un contact anormal qui permet à une partie de la série détritique de Tarentaise d'affleurer par une sorte "d'extrusion", à savoir :
  - 10 m de conglomérats bréchiques à éléments moyens, ce niveau est riche en phyllites vertes, il est assez polygénique ;
  - 30 m de schistes noirs alternant avec des bancs de grès calcarifères ;
  - 5 m de brèches verdâtres à petits éléments siliceux et phylliteux (silicophylliteux) ;
  - 5 m de schistes noirs ;
  - 15 m de "quartzites" vert clair contenant des éléments dolomitiques de petite taille (0,5 m, 20-30 %) et quartzites francs;
  - 15 m de schistes noirs et quartzites verts ;
  - 20 m de brèches verdâtres à petits éléments, très siliceux et phylliteux mais contenant aussi des galets dolomitiques de taille centimétrique ;
  - passage au flysch.

2.8. - Coupe du flanc normal de la mégastructure chevauchante dans le secteur de l'Ancien Fruit, au Sud du lac du Cau

Cette coupe a été relevée dans les barres rocheuses situées à 200 m au NNW des chalets de l'Ancien Fruit. On peut observer une série redressée à la verticale et montrant au-dessus du Lias :

- 30 m de calcaires microbréchiques et conglomérats à petits éléments. La stratification est bien marquée.
- 2 m de conglomérats à éléments moyens et gros dont la taille va de 20 à 80 cm. Ces conglomérats sont polygéniques (roches carbonatées et siliceuses verdâtres).
- 3 m de calcaires microbréchiques.
- 3 m de conglomérats polygéniques à éléments moyens (1 à 20 cm). La matrice calcaire est peu abondante.
- 25 m de calcaires microbréchiques bien stratifiés, alternant avec des conglomérats polygéniques à petits éléments (1 cm).
- 10 m de conglomérats à éléments moyens (dolomies quartzites triasiques) la matrice calcaire est peu abondante.
- 20 m formant une dépression en partie occupée par des schistes noirs.
- 10 m de quartzites verts très foncés, riches en hématite qui forme une minéralisation diffuse. La teneur en hématite est plus importante à la base du banc.
- du Quaternaire.

2.9. - Coupe du flanc normal de la mégastructure entre Corne Noire et le sommet de la Pointe de l'Echelle

Cette coupe, très semblable à celle de l'Ancien Fruit, permet d'observer les termes supérieurs de la série et le passage au flysch :

- 30 à 40 m de calcaires microbréchiques et conglomérats à petits éléments ;
- 5 m de grès fins calcarifères à très petits éléments de dolomie ;
- 10 m de schistes noirs ;
- 60 m d'une alternance de schistes noirs et quartzites verts, riches en hématite. Cette alternance débute par un gros banc semblable en tout point à celui qui termine la coupe de l'Ancien Fruit ;
- 20 m d'une alternance de plaquettes gréseuses, de schistes noirs, et de quartzites gris à petits éléments siliceux, phylliteux et dolomitiques ;
- 5 m de schistes noirs ;
- 5 m de brèches très siliceuses à petits et moyens éléments ;
- 15 m de calcaires microbréchiques en petits bancs ;
- 5 m de schistes noirs ;
- 15 m de quartzites verts et brèches claires et siliceuses à petits éléments ;
- passage au flysch par une alternance de grès calcarifères (grès à éléments dolomitiques), de schistes et de calcaires en petits bancs ;
- le flysch.

2.10. - Coupe du flanc normal de la mégastructure chevauchante dans la partie supérieure de la face E de la Pointe de l'Echelle

On peut observer :

- 15 m de conglomérats polygéniques à éléments de taille moyenne ;
- 10-15 m d'une alternance de calcaires à zones siliceuses, de calcaires graveleux ;
- 20 m d'une alternance de calcaires microbréchiques et de passées détritiques polygéniques à petits et gros éléments ;
- 20 m de calcaires microbréchiques et de niveaux détritiques fins ;
- 20 m de conglomérats polygéniques à petits et moyens éléments ;
- 15 à 20 m de schistes noirs à quartzites verts ;
- 20 m de petits bancs de quartzites clairs à éléments dolomitiques et interbancs schisteux ;
- du flysch.

2.11. - Coupe du flanc normal de la mégastructure chevauchante dans le secteur de Pra Plan et la Traversa-Thiabord

On peut observer :

- 30 à 60 m de conglomérats bréchiques polygéniques à éléments de taille moyenne, renfermant des niveaux détritiques fins, en plaquettes et des plaquettes calcaires ;
- 0 à 15 m de schistes noirs à quartzites verts ;
- 0 à 15 m de grès calcarifères ;
- le flysch.

2.1.2. - Conclusion (figure 12 et tableau 4)

Les coupes précédentes mettent en évidence que dans la région étudiée, la série détritique de Tarentaise est constituée par quatre formations qui sont, de bas en haut :

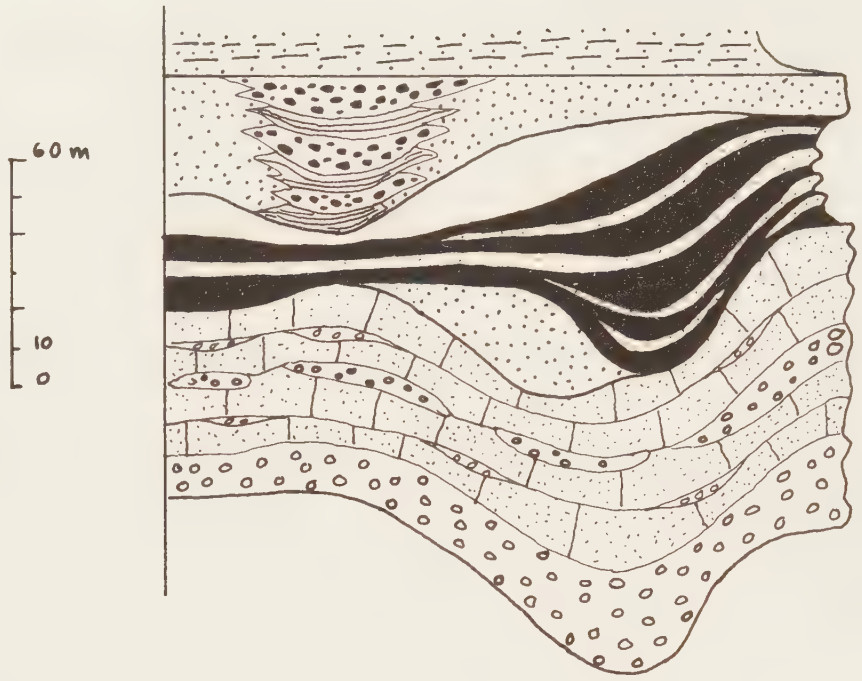
- formation hyperdétritique de Tarentaise,
- formation des schistes noirs à quartzites verts et silicophylliteux,
- formation des grès calcarifères et conglomérats supérieurs,
- formation du flysch.

Si trois d'entre elles se retrouvent sur tout le domaine des Brèches de Tarentaise, la formation des grès calcarifères et conglomérats supérieurs est spécifique à notre région (voir paragraphe 3.3.4.).

D'autre part, les descriptions des coupes montrent qu'il ne peut être question de reconnaître la validité du terme Flysch pour définir l'ensemble détritique tout entier. Nous verrons que seule la formation terminale peut prétendre, à la rigueur, à cette dénomination.

Le tableau suivant indique et donne l'équivalence des termes employés par les différents auteurs et moi-même, pour nommer les formations de l'ensemble détritique de Tarentaise.

Ce tableau indique également la position de chaque auteur devant l'emploi du terme Flysch



Flysch

Grés calcarifères supérieurs

Brèches monogéniques et schistes "Silicophylliteux"

Schistes noirs à quartzites verts

Grès calcarifères inferieurs

Calcaires microbréchiques et conglomérats (épaisseur moyenne)

Figure 12 - Colonne stratigraphique synthétique du Crétacé supérieur de la région étudiée -

Tableau 4

H. SCHOELLER		J. COLLART		P. ANTOINE		R. TRUMPY	
Flysch S.S.	Flysch	flysch	Série détritique de Tarentaise	flysch ou Couche de Saint-Christophe	Série détritique de Tarentaise ou "Flysch"	Couches de Saint-Christophe	Flysch
grès grossiers et conglomérats latéraux		grès calcarifères supérieurs et conglomérats supérieurs		G. C			
Schistes noirs et Quartzites verts		Silicophylliteux / Schistes noirs et Quartzites verts		Schistes noirs et Quartzites verts		Couches des Marmontains	Préflysch
Conglomérats de base		formation hyperdétritique de Tarentaise		formation basale		formation de l'Aroley	

3. - PETROGRAPHIE, MILIEU DE DEPOT SEDIMENTOGENESE, VARIATION DE FACIES DES FORMATIONS DE LA SERIE DETRITIQUE DE TARENTAISE

3.1. - Formation hyperdétritique de Tarentaise (Aroley)

Il s'agit d'une formation de calcaires microbréchiques et bréchiques au sein desquels se trouvent des "crachées" conglomératiques plus ou moins grossières. Cette formation débute parfois par des bancs de calcaires à zones siliceuses rappelant certains faciès du Lias.

3.1.1. - Les calcaires microbréchiques

Ils constituent l'essentiel de la formation hyperdétritique, les passées grossières et gréseuses étant en quelque sorte "accidentelles", "occasionnelles".

+ Caractères sédimentologiques

A l'affleurement, ces roches ont la couleur noir bleuté du carbonate impur qui forme la matrice ; dans cette matrice baignent des éléments essentiellement carbonatés, de couleur rousse ou ocre (dolomies triasiques) dont la taille est inférieure au centimètre.

Les calcaires microbréchiques sont bien stratifiés.

L'étude microscopique nous montre que le ciment est calcitique (pseudosparite métamorphique) et très abondant en proportion, il peut former 50 à 98 % du volume de la roche.

Le ciment contient des oxydes de fer et des phyllites provenant probablement de la recristallisation métamorphique d'une petite quantité d'argile entrant dans la composition du sédiment originel.

Les éléments figurés sont surtout représentés par des galets anguleux ou roulés de dolomies triasiques microcristallines (pseudomicrite) ou oolithiques (pseudooomicrite), dont la taille est généralement comprise entre 0,5 et 10 mm.

On trouve également des grains de quartz détritique, anguleux, dont la taille est de l'ordre de 0,5 mm. Les individus de quartz sont fréquemment recristallisés.

Accompagnant parfois les quartz détritiques, on trouve dans la même classe granulométrique des feldspaths plagioclases et potassiques altérés en séricite par le métamorphisme.

Quelle que soit leur nature, le pourcentage des corps figurés par rapport à la matrice reste faible. L'étude des variations de ces pourcentages n'a pas donné de résultats significatifs.

+ Milieu de dépôts

Le manque de différenciation mécanique laisse à penser que le transport a été bref ou peu abrasif. Les calcaires microbréchiques dénotent, semble-t-il, un régime marin de plate-forme épicontinentale caractérisé par une vaste étendue, une faible tranche d'eau et soumise à un apport de boue calcaire terrigène dans laquelle baignent des débris de roches.

+ Variations de faciès

Les variations de faciès des calcaires microbréchiques sont très peu importantes. En fait, ce sont les passées détritiques plus ou moins grossières et les passées gréseuses qui différencient les coupes de la formation hyperdétritique de Tarentaise (Aroley).

3.1.2. - Les passées détritiques : conglomérats à ciment calcaire et grès calcarifères inférieurs

La présence ou l'absence des passées détritiques, leur fréquence, la position qu'elles occupent au sein des calcaires microbréchiques, la nature et la taille des éléments qu'elles contiennent, différencient les coupes de la formation hyperdétritique.

Ces passées sont beaucoup plus polygéniques que les calcaires microbréchiques ; elles reflétent sans doute assez fidélement les conditions paléogéographiques du milieu marin du dépôt ainsi que celles des zones d'apport.

3.1.2.1. - Les conglomérats à ciment calcaire

+ Caractères sédimentologiques

Les passées conglomératiques sont des roches qui, à l'affleurement, se montrent formées d'éléments dépassant le centimètre et dont la densité d'éléments est forte. Une telle roche est de couleur rousse et se différencie nettement des calcaires microbréchiques.

Ces roches sont nettement plus polygéniques que les calcaires microbréchiques, les éléments figurés sont :
- des dolomies rousses du Trias,
- des calcaires noirs du Trias,
- des quartzites du Trias,
- des roches gris verdâtre, feuilletées siliceuses et micacées (socle métamorphique ou séries carbonifères ?),
- des débris de schistes noirs,
- des débris de plaquettes gréseuses d'âge probablement dogger,

Je n'ai, en fait, que très rarement rencontré avec certitude, des galets de roches du socle cristallin.

La forme des éléments est généralement arrondie, mais certains sont anguleux. Dans ces conditions, il est préférable d'employer le terme conglomérat car il est plus général.

Les galets sont très fréquemment étirés par les effets de la tectonique. Cela montre que dans la majorité des cas il est illusoire de vouloir tirer un renseignement d'ordre sédimentologique de l'orientation du grand axe des galets. La taille des éléments est variable.

Je distingue trois catégories granulométriques :

1) - conglomérat à petits éléments : la majorité des éléments a une taille comprise entre 1 et 5 cm ;
2) - conglomérat à éléments de taille moyenne : la majorité des éléments a une taille comprise entre 5 et 10 cm ;
3) - conglomérat hétérométrique à gros éléments : roche ayant un très mauvais classement et contenant de gros éléments, leurs dimensions variant de 1 cm à 80 cm.

Le litage est assez net pour les conglomérats à petits et moyens éléments.

La stratification est peu marquée. On peut observer des "crachées" détritiques superposées dont la granulométrie diffère. Il est souvent difficile de dire s'il s'agit de bancs polyséquentiels ou de strates bien distincts les unes des autres.

J'estime néanmoins que la taille des bancs est importante : de l'ordre du mètre.

+ Milieu de dépôt

Les passées grossières qui se trouvent au sein des calcaires microbréchiques confirment le caractère épicontinental du régime marin et y ajoutent les caractères de champs d'épendage côtier, de type delta sous-marin.

3.1.2.2. - Les passées gréseuses inférieures

Il s'agit de passées gréseuses faisant partie du sommet de la formation hyperdétritique (Aroley) et qu'il y a lieu de distinguer des grès calcarifères supérieurs qui ont un faciès voisin mais qui surmontent la formation des schistes noirs à quartzites verts et réalisent le passage au flysch.

+ Caractères sédimentologiques

A l'affleurement, les passées gréseuses forment de grosses strates ou polystrates pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Leur couleur est gris noirâtre à brunâtre lorsqu'elles ne sont pas altérées. Facilement altérables elles prennent alors une couleur rousse ou rouille par oxydation du fer et présentent une croûte d'altération, assez caractéristique de ce niveau. Cette croûte peut atteindre plusieurs centimètres d'épaisseur. Ces grès sont bien stratifiés.

La base d'un de ces bancs de grès (coupe du Crêt du Rey) a livré des flutes-casts.

L'étude au microscope. Elle montre que ces roches sont des grès à ciment calcaire contenant des minéraux détritiques tels que tourmaline et feldspaths mais dans une proportion n'excédant pas 1 %.

Le quartz est l'élément majeur, soit en grains détritiques anguleux, soit recristallisé il représente 65 à 80 %. La taille des minéraux détritiques varie de 0,05 à 0,1 mm. La matrice calcitique (pseudosparite) représente 10 à 30 % de la roche. A cette matrice s'ajoutent des phyllites (séricite, chlorite) dans une proportion de 1 à 10 % ainsi que des oxydes de fer à l'état de pigments.

Cette roche est en fait formée par les mêmes minéraux que les calcaires microbréchiques mais avec des proportions différentes et surtout un enrichissement en quartz détritique, ce qui dénote peut-être un lessivage mécanique plus important.

+ Milieu et conditions de dépôts

Ce milieu sédimentaire dénote une évolution par rapport au précédent, une transition .

L'enrichissement en quartz détritiques semble montrer que sur les zones d'apport l'érosion a atteind un niveau plus siliceux.

La stratification bien marquée de ces grès est liée, d'une part à la diminution de la granulométrie et, d'autre part sans doute à une distance de transport plus longue.

A. CAROZZI (1953), remarque qu'il est classique que des calcaires clastiques à minéraux détritiques (nos calcaires microbréchiques) passent à des grès calcarifères.

Ces niveaux de grès réalisent la transition entre la formation hyperdétritique et la formation des schistes noirs à quartzites verts au sein de laquelle on en retrouvera des passées.

+ Variations de faciès et d'épaisseur

Les variations de faciès sont peu importantes. Les grès calcarifères de la formation hyperdétritique ne sont bien représentés qu'à la coupe du Crêt du Rey, où ils forment un niveau assez épais (30 m). Ailleurs il ne s'agit que de passées occasionnelles marquant le sommet de la formation hyperdétritique.

3.1.3. - Conclusion relative à la sédimentogenèse de la formation hyperdétritique de Tarentaise

De prime abord il est impossible de caractériser sans ambiguité l'évolution de cette formation. Si l'on peut dire qu'il s'agit d'une macroséquence à trois termes pararythmiques : détritique grossier à ciment calcaire, détritique moyen et détritique fin à ciment calcaire ; on est très indécis lorsqu'il s'agit de dire si l'évolution est positive ou négative.

En effet, cette formation montre une diminution du CO_3Ca et une augmentation du SiO_2 vers le sommet, ce qui lui confère une tendance négative. Cependant, cette tendance est contradictoire avec l'aspect positif que lui donne le granoclassement à grande échelle. Pour lever cette ambiguité, on doit distinguer deux phénomènes dans ce genre de dépôt :

- le fond sédimentaire ou sédimentation locale,
- les apports détritiques allochtones

1. - La teneur en calcaire du fond sédimentaire

Très importante à la base de la série, (la matrice calcaire représente plus de 90 % du volume de la roche) la teneur en calcaire s'appauvrit vers le sommet pour n'atteindre que 10 % dans certains niveaux de grès.

L'évolution locale est donc négative et cela se confirmera dans le fait que la formation des schistes noirs à quartzites verts qui surmonte notre formation hyperdétritique, est essentiellement siliceuse (calcite = 7 %).

2. - Les apports allochtones

Leur nature pétrographique et leur granulométrie varient globalement d'un pôle carbonaté à éléments grossiers à un pôle siliceux à éléments fins.

La loi de la sédimentation inverse s'applique dans le cas présent. Les zones d'apport s'érodent de plus en plus profondément et le Permo-Trias étant atteint il fournit une grande quantité de silice. Ceci est un phénomène extérieur. Cependant, ce changement dans la nature pétrographique des apports a une importance directe sur "l'aspect" ou plus précisément sur l'évolution granulométrique de la série locale.

En effet, il est bien connu que les quartz sont rapidement brisés par les chocs et atteignent vite une petite taille lors du transport.

Cette propriété du quartz est, à mon point de vue, en partie responsable de l'affinement du sédiment vers le haut de la série, donnant une fausse impression d'évolution positive. De plus, ces phénomènes se produisant avant l'action du métamorphisme alpin, il est probable que l'érosion crétacée des terrains permo-triasiques se soit produite sur des grès (assez fins). Ces derniers, n'évoluant en quartzite qu'au Tertiaire. La taille des grains de quartz contenus dans les faciès grossiers de la base de la formation est sensiblement la même que celle des individus des grès, ceci semble indiquer que la compétence de l'agent de transport a peu variée ; la différence granulométrique serait donc bien sous l'unique dépendance de la nature pétrographique de l'apport. Dans ces conditions, le critère d'affinement des sédiments vers le haut de la série n'a aucune valeur.

Le bilan de ce raisonnement est que la série hyperdétritique de Tarentaise a une évolution négative.

3.2. - La formation des schistes noirs à quartzites verts (Couches des Marmontains)

3.2.1. - Généralités

Cette formation représente un précieux niveau repère dont l'extension latérale est considérable (France, Italie, Suisse), malgré son épaisseur relativement modeste : 30 mètres en moyenne dans la région étudiée avec des extrêmes de 10 m et 60 m.

Cet épisode représente donc une homogénéisation des conditions géodynamiques sur toute l'étendue ou presque de la zone des Brèches de Tarentaise (zone valaisane).

Remarque sur l'emploi du terme quartzite

L'étude pétrographique montre que l'emploi du terme quartzite est parfois abusif, car bien souvent les lames minces ont révélé que bon nombre de bancs de "quartzites verts" contenaient un pourcentage non négligeable (jusqu'à 30 %) de calcite.

Des bancs de vrais quartzites verts existent certes, mais ils alternent fréquemment avec des grès à ciment calcaire qui sont probablement des récurrences des faciès gréseux qui terminent la formation hyperdétritique (Aroley).

3.2.2. - Caractères sédimentologiques

- A l'affleurement

Cette formation est bien reconnaissable, avec ses bancs compacts quartzeux, verdâtres ou brunâtres, dont l'épaisseur va du décimètre au mètre, alternant avec des interbancs de schistes très noirs.

Le sommet de cette formation est fréquemment marqué par une brèche claire à nuances verdâtres, qui est hypersiliceuse et contient des phyllites en assez grande quantité. J'ai baptisé ce niveau : le "Silicophylliteux".

Le niveau silicophylliteux et les schistes noirs sont parfois seuls représentés au détriment des quartzites.

- L'étude au microscope

3.2.2.1. - Les quartzites verts sensu stricto

Rares en fait, ils contiennent du quartz détritique et secondaire, de la séricite et de la chlorite, très peu de calcite, pas de feldspath. Par comptage de points on obtient la moyenne suivante pour 11 échantillons :

quartz = 74 % diamètre 0,3 à 0,8 mm
feldspath = 0 %
calcite = 7,2 %
phyllite = 14,5 %

Il convient de remarquer que la coupe de Crêt du Rey est caractérisée par une absence quasi totale des vrais quartzites verts au profit des grès à ciment calcaire.

3.2.2.2. - Les grès à ciment calcaire ou "pseudo quartzites verts"

Ce sont des roches très voisines d'aspect des quartzites verts. On les trouve constituées des mêmes minéraux mais avec des proportions différentes. Les feldspaths sont présents:

quartz = 48 % diamètre 0,1 à 0,5 mm
feldspath = 0,8 %
calcite = 41 %
phyllite = 4,5 %
oxyde de fer à l'état de pigments
tourmaline détritique

Ce faciès a une composition minéralogique intermédiaire entre celle des calcaires microbréchiques et celle des quartzites verts ; il représente des récurrences de faciès carbonaté au sein d'une formation siliceuse.

3.2.2.3. - Les schistes noirs

Leur étude aux rayons X montre qu'ils sont formés des mêmes minéraux que les bancs gréseux hormis la calcite, à savoir :

quartz - phengite - muscovite - chlorite - albite.

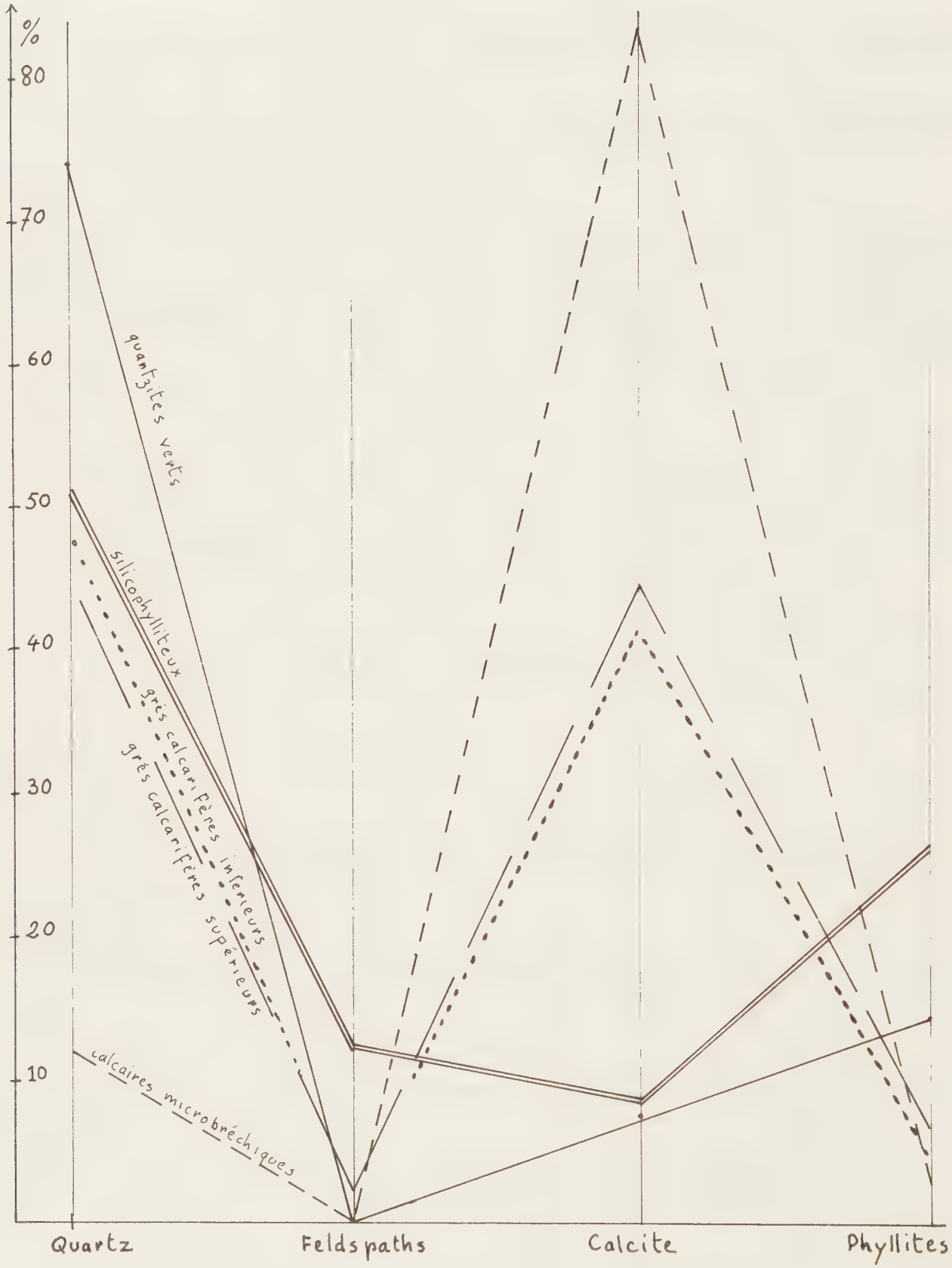


Figure 13 - Diagramme illustrant les compositions minéralogiques relatives des formations de la série détritique de Tarentaise flysch mis à part -

Sans que l'on puisse faire une estimation quantitative on peut remarquer une très belle variation de la hauteur relative des pics de la chlorite, de la phengite et du quartz, d'un échantillon à l'autre. La chlorite et le quartz décroissent alors que la phengite croît. Ces variations ne font malheureusement pas apparaître de loi de répartition cohérente sur le terrain. Cette variation porte sur trop peu d'échantillons, elle peut donc n'être que le simple fait du hasard, mais les schistes noirs mériteraient d'être étudiés en détail sous l'angle de la géochimie.

3.2.2.4. - Le niveau "silicophylliteux"

Il s'agit d'une véritable brèche très siliceuse, à éléments de taille centimétrique. Elle a l'aspect d'un "Permo-Trias régénéré".

On y rencontre de très rares galets de roches carbonatées, et les minéraux déjà énumérés précédemment, on doit remarquer que les feldspaths plagioclases et potassiques sont relativement abondants et altérés en séricite et calcite.

Pourcentage moyen d'après un comptage sur 6 échantillons :

quartz = 51 %
feldspath = 11,5 %
phyllite (séricite, muscovite, chlorite) = 26,7 %
calcite = 8,2 %

3.2.3. - Milieu et conditions de dépôt de la formation des schistes noirs à quartzites verts - Géodynamique

L'étude de cette formation met quatre faits majeurs en évidence :

- la vaste étendue sur laquelle s'est déposée la formation des schistes noirs à quartzites verts et cela sans variation latérale de faciès importante ;
- l'apparition de rythmes binaires ;
- l'enrichissement en silice et en phyllite ;
- l'affinement du sédiment.

Ces faits permettent de penser que sur les zones d'apport, l'érosion a atteind le Permo-Trias, que les actions d'érosion et de comblement du bassin tendent à réaliser une quasi pénéplanation rendue possible par un calme orogénique relatif mais prolongé. Ce processus aboutit à une homogénéisation des conditions de dépôt sur de vastes étendues. Le calme orogénique relatif se marque par les alternances binaires, qui, si elles dénotent de légères saccades, tranchent nettement avec la sédimentation hyperdétritique de la formation inférieure.

3.2.4. - Conclusion relative à la formation des schistes noirs à quartzites verts

Avec la formation des schistes noirs à quartzites verts se marque une tendance au comblement du bassin et la fin d'un cycle sédimentaire à évolution négative.

3.3. - Les couches de passage au flysch ou grès calcarifères supérieurs et conglomérats supérieurs

3.3.1. - Généralités

Cette formation est très constante dans notre région à la base du flysch, elle marque un retour à une sédimentation plus carbonatée recevant à nouveau des apports détritiques, son épaisseur moyenne est de l'ordre d'une vingtaine de mètres mais elle est très variable. Les variations latérales de faciès sont d'une grande importance, elles prouvent que la distinction entre unité de Moûtiers interne et unité de Moûtiers externe, doit être maintenue au Crétacé.

3.3.2. - Caractères sédimentologiques

- A l'affleurement, cette formation peut revêtir trois aspects :
  - soit, il s'agit de gros bancs ou polystrates, granoclassés, à litage entrecroisé, de couleur claire légèrement rousse ;
  - soit, il s'agit d'une alternance de bancs gréseux, décimétriques, et d'interbancs schisteux centimétriques ;
  - soit, il s'agit de bancs de conglomérats à éléments centimétriques, parfois décimétriques et matrice calcaire.

Ces conglomérats alternent parfois avec des schistes gris. Ce faciès forme un niveau assez puissant qui est caractéristique de l'unité de Moûtiers externe.

- L'étude au microscope

Elle montre que les grès calcarifères supérieurs sont des roches très voisines des grès contenus dans les formations inférieures.

La matrice est une pseudosparite à laquelle sont associés du quartz secondaire et des phyllites (séricite et chlorite). Les éléments figurés sont des petits galets de dolomie triasique (importants dans le faciès conglomérat), du quartz détritique, des feldspaths plagioclases et potassiques.

Pourcentage moyen :

quartz = 45 % diamètre 0,5 à 1 mm
feldspath = 2 %
calcite + galet de carbonates = 45 %
phyllite = 6 %
divers = 2 %

3.3.3. - Condition et milieu de dépôts des couches de passage au flysch - Géodynamique

Nous avons vu qu'avec la formation des schistes noirs à quartzites verts se terminait un cycle sédimentaire à évolution négative.

Les couches de passage au flysch ont une granulométrie plus grossière et une teneur en calcite beaucoup plus importante que la formation précédente. Je pense donc que ces grès calcarifères supérieurs représentent le premier terme d'un nouveau cycle sédimentaire.

Ce cycle aurait pris naissance grâce à un discret rajeunissement de certaines zones d'apports. Ces mouvements se poursuivraient dans le temps par une série de saccades positives affectant les zones d'apports, avec subsidence relative du bassin marin épicontinental. Ainsi se déposeraient tout d'abord les grès grossiers ou les conglomérats de passage au flysch, puis le flysch.

Dans cette conception, seuls les grès grossiers et les conglomérats calcarifères (ou couche de passage au flysch) appartiennent au cycle du flysch et seuls ils peuvent être considérés comme le détritique de base du flysch.

Cette conception est en partie confirmée par les faciès latéraux des grès calcarifères supérieurs.

3.3.4. - Variations latérales de faciès des couches de passage au flysch

En certains points de l'unité de Moûtiers (communication orale de S. FUDRAL) les couches de passage au flysch prennent un faciès de conglomérat de base. H. SCHOELLER avait remarqué cela et parlé de "grès grossiers avec équivalent latéral de conglomérats".

Dans la région étudiée les coupes de Roche Durand sont significatives (cf. paragraphe 2.2.) : au-dessus des schistes noirs à quartzites verts viennent des schistes et calcschistes, des calcaires détritiques des brèches conglomératiques au sein desquelles les éléments peuvent atteindre une taille de l'ordre du décimètre. Le passage au flysch est assez brutal.

En dehors de l'unité de Moûtiers externe ce niveau de conglomérat de passage au flysch est quasiment absente ; ce niveau est donc spécifique à notre région et à l'unité de Moûtiers externe.

3.4. - Le flysch ou couches de Saint-Christophe

3.4.1. - Généralité - Moyen d'investigation

Le flysch est formé d'alternances pararythmiques schistes - calcaires et calcaires gréseux.
Dans la région étudiée l'épaisseur du flysch est beaucoup moins importante qu'on ne l'a avancé jusque là : elle n'excède pas 200 m à mon sens.

Je me propose, dans ce qui va suivre, d'esquisser l'évolution du flysch dans l'espace et dans le temps. Pour cela il est nécessaire d'étudier des coupes complètes, ou tout au moins des coupes seules où l'on peut observer le passage à la formation stratigraphiquement sous-jacente.

Seules deux coupes répondent à cette exigence :

- la coupe du Crêt du Rey,
- la coupe de la Pointe de l'Echelle.

Ces coupes feront l'objet d'une description lithostratigraphique et d'une étude stratonomique basée sur trois paramètres :

- $K_1 = \frac{\text{épaisseur des strates}}{\text{épaisseur des interstrates}}$

- $K_2 = \frac{\text{épaisseur totale des strates calcaires}}{\text{épaisseur totale des strates gréseuses}}$

- Bm = épaisseur moyenne des bancs

K1 nous indique si le flysch est schisteux ou non.
K_2 nous indique si le flysch est gréseux ou calcaire.

La combinaison des deux cœfficients est également très significative : flysch schisto-calcaire ou schisto-gréseux etc.

L'exploitation de ces cœfficients, tant dans l'espace que dans le temps nous permettra d'esquisser l'évolution spatiotemporelle du flysch.

3.4.2. - Etude lithostratigraphique et valeurs des cœfficients stratonomiques

3.4.2.1. - Coupe du Crêt du Rey

Coupe relevée sur l'arête W du Crêt du Rey. Au-dessus des grès calcarifères supérieures viennent :
- 8 m de grès. Bm = 15 cm ; $K_1 = 4,5$; $K_2 = 1,1$;
- 20 m de schistes noirs, de calcaires, de calcaire gréseux. Bm = 8 cm ; $K_1 = 2,2$; $K_2 = 2$;
- 2 m de brèches à petits éléments ;
- 10 m de polystrates de calcaires gréseux. $K_1 = \infty$;
- 40 m d'une alternance de schistes et de calcaires. Bm = 10 cm ; $K_1 = 1,7$; $K_2 = 14$ et ;
- 10 m de schistes. $K_1 = \varepsilon$; $K_2 = \infty$;
- 10 m de polystrates de calcaires gréseux. $K_1 = \infty$;
- 20 m d'une alternance de schistes et calcaires. Bm = 19 ; $K_1 = 1,5$;
- 80 m d'une alternance de schistes et calcaires. Bm = 25 ; $K_1 = 0,6$.

3.4.2.2. - Coupe du synclinal de la Pointe de l'Echelle

Coupe réalisée sur l'arête joignant Corne Noire au sommet de la Pointe de l'Echelle.

Au-dessus des grès calcarifères supérieurs viennent :
- 10 m d'une alternance de grès et de schistes. Bm = 14 ; $K_1 = 3$; $K_2 = 0$;
- 20 m d'une alternance de schistes et de calcaires. Bm = 16 ; $K_1 = 1,7$; $K_2 = \infty$;
- 50 m de calcaires argileux et de schistes. Bm = 17,6 ; $K_1 = 0,3$; $K_2 = \infty$;
- 5 m de grès. $K_2 = 0$;
- 20 m d'une alternance de calcaires et de schistes. Bm = 11,6 ; $K_1 = 0,5$; $K_2 = \infty$;
- 5 m de grès. $K_2 = 0$;
- 20 m d'une alternance de calcaires et de schistes. Bm = 12 ; $K_1 = 0,5$; $K_2 = \infty$;
- 50 m de plaquettes calcaires et de schistes. Bm = 5 ; $K_1 = 0,5$; $K_2 = \infty$.

3.4.2.3. - Valeurs de K_1, K_2 relevées dans du flysch appartenant au flanc inverse de la mégastructure chevauchante

Les valeurs de K_1 sont relativement élevées :

$$4 < K_1 < 4,7$$

Les valeurs de K_2 sont relativement faibles :

$$2,7 < K_2 < 6.$$

Les valeurs de Bm sont comprises entre 7 et 14.

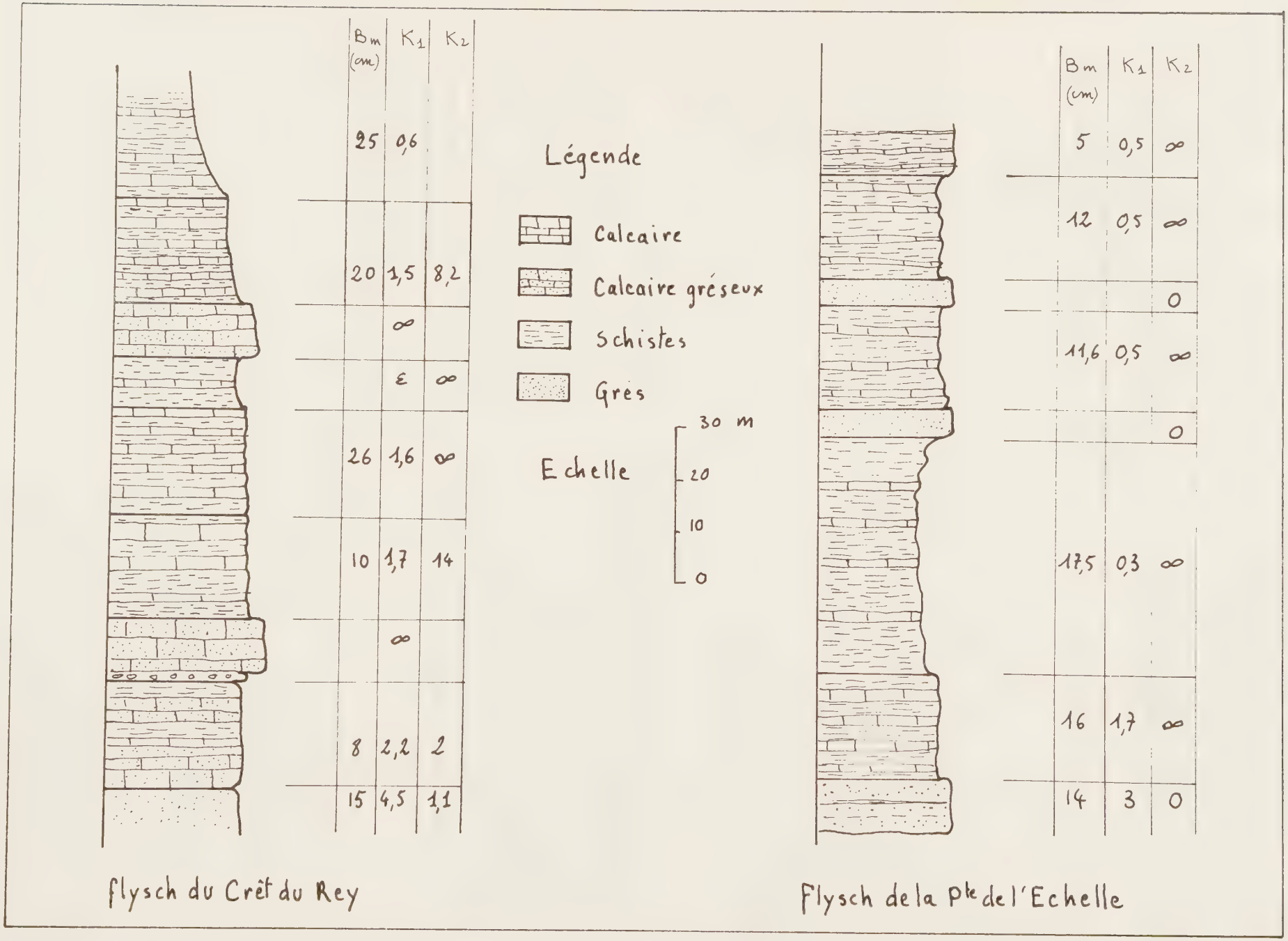


Figure 14 - Colonne stratigraphique du flysch du Crêt du Rey - Figure 15 - Colonne stratigraphique du flysch de la Pointe de l'Echelle

3.4.3. - Evolution spatiotemporelle du flysch dans la région étudiée

3.4.3.1. - Rappel

D'après le tableau 2, l'ordre des secteurs qui nous intéresse est le suivant, d'Ouest en Est :
- les secteurs du flanc inverse de la mégastructure chevauchante ;
- les secteurs du flanc normal de la mégastructure chevauchante ; avec tout d'abord, le secteur du Crêt du Rey, puis celui de la Pointe de l'Echelle.

3.4.3.2. - Commentaire de la figure 16

a) - Evolution spatiale : l'affinement des sédiments vers l'Est.

Depuis les secteurs du flanc inverse où le flysch est gréso-calcaire, (K_1 élevé, K_2 faible) on passe à des secteurs où le flysch est de plus en plus schisto-calcaire (K_1 faible, K_2 élevé). En effet, le flysch du Crêt du Rey est plus schisto-calcaire que le flysch du flanc inverse, et le flysch de la Pointe de l'Echelle est plus schisto-calcaire que le flysch du Crêt du Rey.

b) - Evolution dans le temps ou évolution schisteuse et calcaire.

La variation des cœfficients K_1 fournis par les deux meilleures coupes, à savoir celle du Crêt du Rey et de la Pointe de l'Echelle, montre une évolution nette et régulière au cours du temps, vers des valeurs de K_1 faibles, c'est-à-dire vers un flysch schisteux.

D'autre part, l'évolution très rapide des valeurs de K_2 vers l'infini, montre que le flysch devient de plus en plus calcaire.

c) - Convergence des faciès dans le temps.

Les sommets des séquences flysch des différents secteurs étudiés (Crêt du Rey - Echelle) sont caractérisés par des valeurs de K_1 très voisines ($0,45 < K_1 < 0,6$), cela signifie qu'à la fin de la période de sédimentation du flysch, les conditions de dépôt étaient les mêmes sur la majeure partie de la région étudiée, alors que ce n'était pas le cas au début du dépôt du flysch ($0,25 < K_1 < 4,5$).

d) - Il convient de remarquer que l'évolution dans le temps, n'est pas la même sur tout le domaine des Brèches de Tarentaise. En effet, comme nous venons de le constater, sur l'unité de Moûtiers, l'évolution est schisto-calcaire, alors que sur l'unité du Roignais Versoyen elle est gréseuse (P. ANTOINE, 1971).

3.4.4. - Etude pétrographique du flysch de la région étudiée

3.4.4.1. - Les passées gréseuses et microbréchiques

Il s'agit de grès conglomératiques à ciment calcaire. Les éléments figurés sont : du quartz détritique dont la taille varie de 0,2 à 0,7 mm, des feldspaths altérés, associés à de la calcite et séricite, des petits galets (mm) de carbonate altéré.

Accessoirement on rencontre de la tourmaline détritique. Le ciment est composite : il est essentiellement calcitique mais contient aussi de la silice secondaire, de la séricite et de la chlorite.

Les pourcentages moyens sont :

quartz = 30 %
feldspath = 2 %
calcite + galets = 65 %
phyllite = 3 %

3.4.4.2. - Les calcaires gréseux ou graveleux

Dans une matrice calcitique (pseudosparite néoformée) "baignent" 10 à 20 % d'éléments figurés qui sont : quartz détritique et feldspaths (rares) dont la taille est de l'ordre de 0,1 mm.

De la silice secondaire se trouve disséminée dans la matrice calcitique. Cette silice peut provenir, soit de la recristallisation de certains quartz détritiques, soit de la cristallisation directe d'une phase siliceuse faisant partie du sédiment originel.

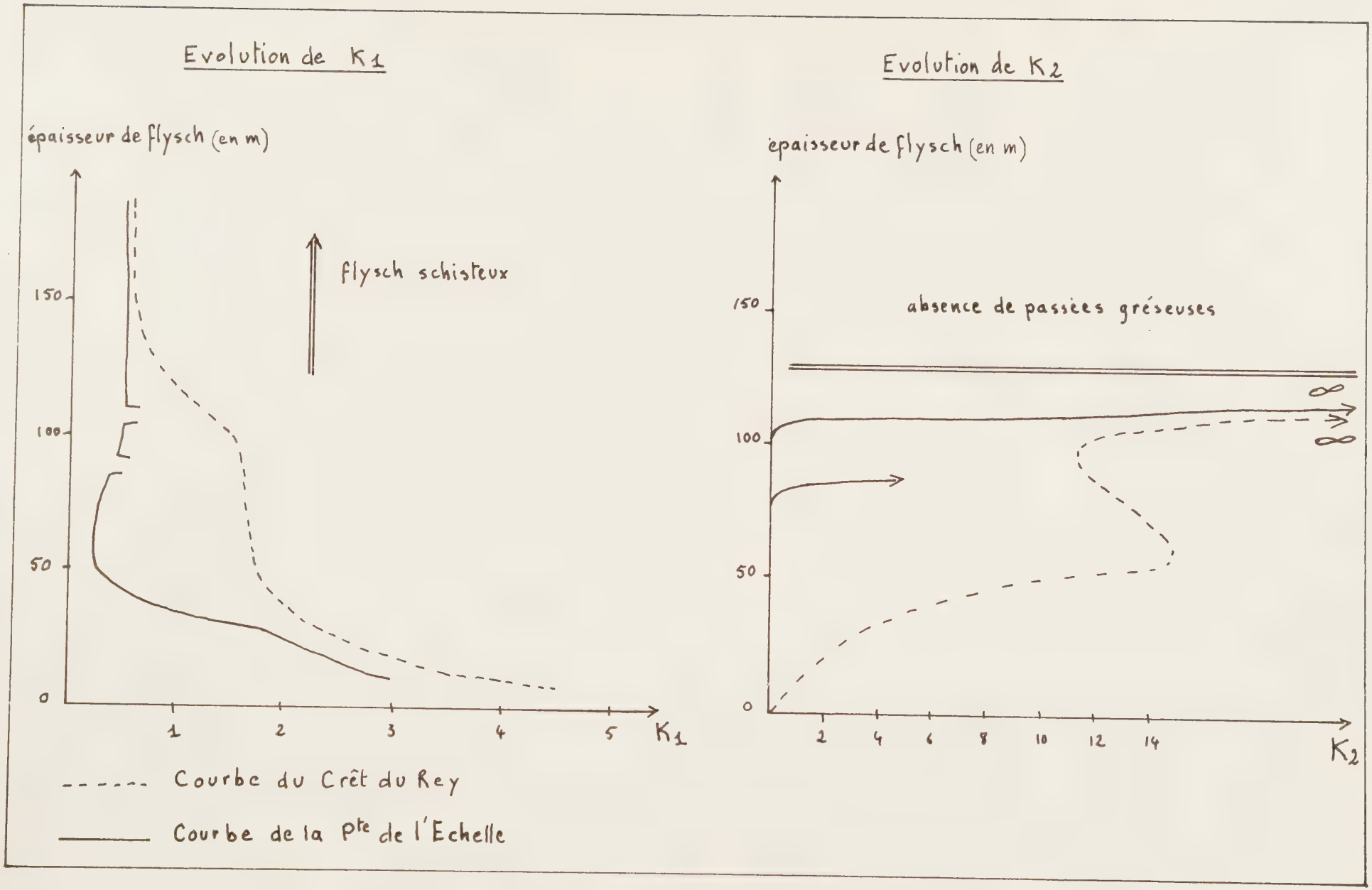


Figure 16 - Evolution spatiotemporelle du flysch
(couches de Saint-Christophe)

3.4.4.3. - Les calcaires

Ils sont constitués d'une pseudosparite néoformée avec de la silice secondaire (10 %) et parfois quelques rares individus de séricite.

3.4.4.4. - Les schistes

Ils sont quartzo-phylliteux et quasiment dépourvus de carbonates.

3.4.5. - Milieu et conditions de dépôt - Géodynamique

La lithologie et la pétrographie des séquences flysch nous montrent que le dépôt des sédiments continu de se faire dans une mer épicontinentale soumise à des apports terrigènes.

Remarquons que les secteurs du flanc inverse possédent le flysch le plus grossièrement détritique. Cela s'accorde parfaitement avec le fait que de par leur position paléogéographique, ces secteurs sont proches de l'ancienne Cordillère tarine, qui ne représenterait plus maintenant qu'un haut-fond sensible aux fluctuations du niveau de la mer et aux courants sous-marins.

3.4.6. - Faciès et géodynamique

La série flysch est une macroséquence détritique - calcaire à 4 termes pararythmiques : microbrèches à ciment calcaire, calcaires graveleux, schistes, calcaires.

Cette séquence reflète une tendance à un granoclassement terminé par un retour au calme qui se matérialise par le dépôt de bancs calcaires.

D'après les données des modèles actuels et subactuels (RECH FROLLO, 1971 ; EMERY, 1957 ; BOURCARD) on peut penser que de telles séquences sont liées aux oscillations géodynamiques des zones d'apport se traduisant par des fluctuations relatives de la ligne de rivage. L'amplitude de ces oscillations n'étant pas régulière il s'en suit que la séquence du dépôt n'est pas rythmique. D'après les travaux des auteurs cités on peut tenter de relier les termes séquentiels aux événements géodynamiques.

- Les microbrèches correspondraient aux mouvements positifs des sources de matériel détritique (régression relative)
- Les calcaires gréseux (augmentation du CO_3 Ca, diminution du grain) correspondraient à la fin de la régression et à un retour momentané au calme.
- Les schistes (diminution du CO_3 Ca et diminution du grain) correspondraient à l'effacement des reliefs et à un début de transgression relative.
- Les calcaires (augmentation du CO_3 Ca, diminution du grain) correspondraient à l'achèvement d'une transgression relative et à l'établissement d'un épisode de dépôts calmes.

Nous avons remarqué que cette succession régulière est souvent perturbée par le fait que l'intensité des mouvements est plus ou moins grande, ce qui explique, soit l'absence de certains termes, soit la répétition binaire.

Dans la région étudiée le bilan de ces oscillations secondaires se fait en faveur d'une transgression générale qui se manifeste dans l'évolution schisteuse de la série flysch au cours du temps.

Cependant, cette transgression et la subsidence du bassin doivent être faibles ; l'absence de sédiments carbonatés au sommet de la série, montre que le bassin finit peu à peu par se combler.

4. - SYNTHESE PALEOGEOGRAPHIQUE ET GEODYNAMIQUE PORTANT SUR L'ENSEMBLE DE LA SERIE DETRITIQUE DE TARENTAISE (fig. 17 et fig. 18)

4.1. - Introduction

Les coupes étant replacées dans leur position paléogéographique (cf. tableau 2) elles peuvent alors être corrélées. L'étude des variations des séquences lithologiques et des variations d'épaisseur de ces dernières est beaucoup plus significative que l'étude des variations de faciès sensu stricto.

Le profil palinspastique ainsi réalisé met trois faits en évidence (fig. 17) :
- l'existence de rides ou hauts-fonds séparant des petits bassins ;
- la nécessité de subdiviser l'unité de Moûtiers en deux sous-unités ;
- la localisation des sources du matériel détritique.

4.2. - Commentaire du profil palinspastique

Les variations d'épaisseur des formations étant très significatives pour l'établissement du profil palinspastique, il convient de ne considérer que des terrains dont l'épaisseur peut être connue. Cela exclut les couches de Saint-Christophe, dont le sommet est inconnu. Nous ne prendrons donc en considération que les terrains compris entre le Jurassique et le toit des grès calcarifères et conglomérats supérieurs.

Ainsi deux rides et deux bassins se mettent en évidence.

4.2.1. - Les rides

a) - Caractères :
- faible épaisseur de sédiment (80 m, flysch mis à part) ;
- granulométrie faible à moyenne.

b) - Localisation

1) - La ride de Laval (zone 7)

Cette ride est dans le prolongement du massif Portettaz - Grand-Fond, il s'agit vraisemblablement du reliquat de la Cordillère tarine . Cette ride sépare deux bassins et partage l'unité de Moûtiers en deux sous-unités :
+ l'unité externe représentée par la majeure partie de l'unité structurale inférieure (zones 4 à 6, voir tableau 2) ;
+ l'unité interne chevauchante (unité structurale supérieure : zones 8 à 13).

2) - La ride de Thiabord (zone 14)

Cette ride sépare l'ensemble de Moûtiers de l'unité du Roignais-Versoyen. Plus au Nord (S. FUDRAL, 1973) cette ride est très bien marquée avec la transgression des conglomérats crétacés sur les quartzites du Trias.

4.2.2. Les "talus" des rides

a) - Caractères :
- épaisseur de terrain assez importante (120 m flysch mis à part) ;
- granulométrie grossière ;
- fréquence des "crachées détritiques" grossières

b) - Localisation :

1) - talus externe de la ride de Laval : secteur de Montgirod et de Roche Durand (zones 5 et 6) ;
2) - talus interne de la ride de Laval : secteur du flanc inverse dans la Roche à Thomas et la face E de l'Echelle (zones 8 à 10) ;
3) - talus externe de la ride de Thiabord : secteur du flanc normal dans la Roche à Thomas et la face E de l'Echelle (zone 13).

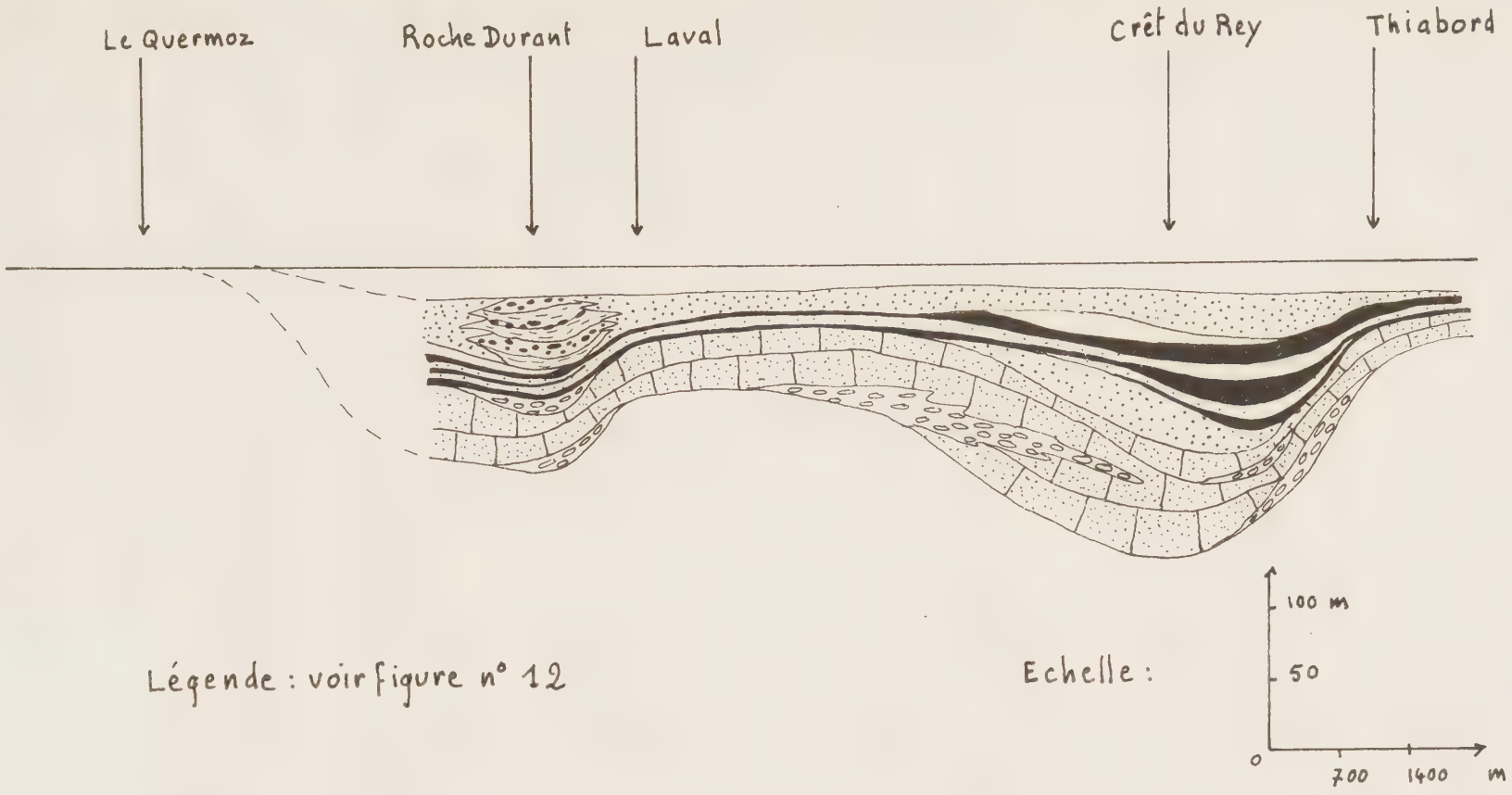


Figure 17 - Coupe palinspastique du Crétacé supérieur (hormis les couches de Saint-Christophe) dans la région étudiée -

4.2.3. - Les bassins

a) - Caractères :

- grande épaisseur de sédiment (200 m flysch mis à part) ;
- granulométrie fine, domination des calcaires microbréchiques ;
- épaississement des formations à granulométrie fine (schistes noirs à quartzites et grès supérieurs) ;
- rareté des passées grossières ;
- grès à la base des schistes noirs à quartzites verts.

b) - Localisation

1) - bassin externe de l'unité de Moûtiers : secteur de l'Arcachat et de la Pointe du Col (zone 4).

Ce bassin est caractérisé par une importante série détritique, intercalée entre les schistes noirs à quartzites verts et le flysch ou couches de Saint-Christophe.

2) - bassin interne de Moûtiers : secteur du Crêt du Rey, de Corne Noire (zones 11, 12) où la formation détritique comprise entre les schistes noirs à quartzites verts et le flysch a une épaisseur modeste et une granulométrie fine.

4.3. - Les sources du matériel détritique

Si les variations d'épaisseur des terrains mettent en évidence une succession de rides et de bassins subsidents, la surimposition de la nature lithologique des sédiments sur le profil obtenu, montre de toute évidence que les apports d'éléments se font à partir des rides.

C'est ainsi qu'en bordure des rides, la séquence lithologique est grossièrement détritique et qu'en se déplaçant vers les zones à caractères de petits bassins (épaisseur beaucoup plus grande de sédiments), un affinement et une raréfaction des passées grossières se produisent.

Ces faits semblent bien indiquer que se sont les zones de haut-fond (reliquat de cordillère) qui alimentent le bassin détritique de Tarentaise, en partie tout au moins, (apports allochtones : rares roches de socle et minéraux lourds).

Un tel phénomène d'autoalimentation, même partielle, tel que celui qui est envisagé ici, est toujours un peu choquant. Il est en effet impossible d'admettre que sur une zone déterminée, des actions d'érosion et de sédimentation se produisent simultanément.

En fait, la solution de ce problème est qu'il n'y a pas simultanément des dépôts sur toute la zone. Ainsi, telle zone qui fonctionne en haut-fond producteur de sédiments détritiques, pourra pendant des épisodes plus ou moins longs voir sa tendance positive se ralentir et même disparaître totalement et pourra alors recevoir des sédiments détritiques plus ou moins grossiers, issus d'une zone plus ou moins lointaine, qui aura pris le relais en acquérant une tendance positive.

Comme nous l'avons mis en évidence précédemment (chapitre 3, paragraphe 5.), la région étudiée a une paléogéographie principalement marquée dès le Jurassique par l'existence d'une zone de cordillère.

Nous pensons que l'orientation des zones paléogéographiques, bien que proche de celle des structures actuelles de la chaîne (N 30°), pouvait cependant être légèrement différente parce que influencée par l'orientation des fractures hercyniennes dont la direction régionale est probablement N 50°. Cette faible obliquité (20°) n'apparaît pas sur le terrain.

D'autre part, l'évolution de l'âge de la série détritique de Tarentaise qui, de Crétacé inférieur et moyen au Nord (Suisse) devient Tertiaire au Sud de l'Isère, pourrait être expliquée par le passage d'une "onde orogénique" (1) venant du Nord et se déplaçant vers le Sud en engendrant des sédiments d'âge différent suivant l'endroit.

De ce fait, "l'onde orogénique" à polarité nord-sud, se surimposerait à des cordillères préexistantes dont l'orientation peut être comprise entre 30° et 50° N.

Ces cordillères, réactivées de proche en proche vers le Sud, fourniraient le matériel détritique dont l'âge est différent entre le Nord et le Sud.

---

(1) - J'entends par passage d'une onde orogénique, le déplacement dans une direction donnée, d'une intumescence, cette dernière étant précédée et suivie par des zones plus basses dans lesquelles se produit une sédimentation. Ces zones basses se comblent petit à petit.

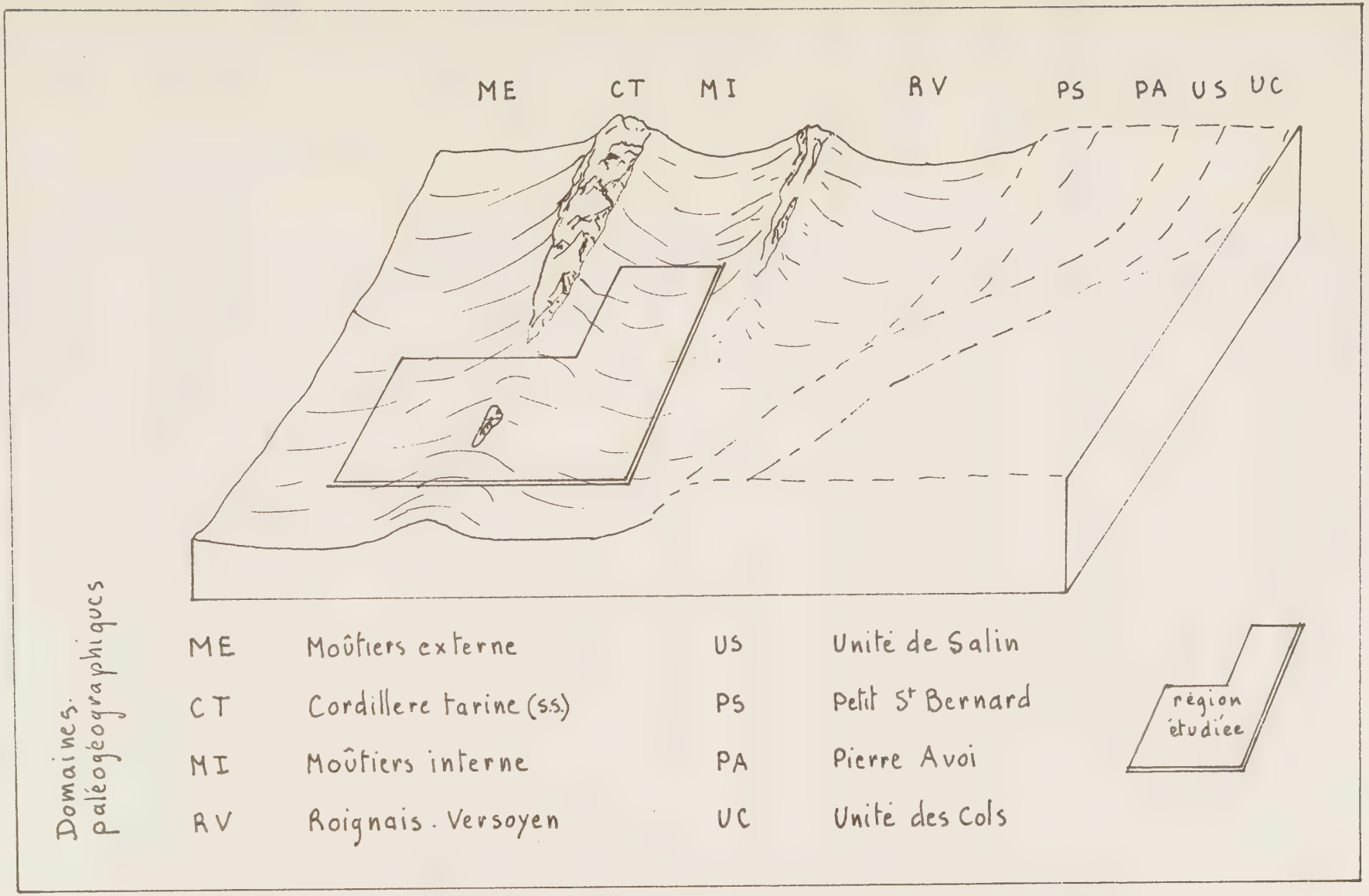


Figure 18 - Esquisse paléotopographique du cadre régional au début et au cours des dépôts de la série détritique de Tarentaise (Crétacé supérieur) -

5. - CONCLUSIONS

Le bassin détritique de Tarentaise au Crétacé peut être considéré comme un vaste ensemble marin à caractère épicontinental. Mes recherches montrent que dans la région considérée on peut distinguer une succession de bassins et de cordillères évoluant en simples hauts-fonds avec le temps ; d'Ouest en Est on rencontre :

- l'unité du Quermoz (absence de Crétacé) ;
- le bassin externe de Moûtiers ;
- la ride de Laval ;
- le bassin interne de Moûtiers ;
- la ride de Thiabord ;
- (le bassin du Roignais-Versoyen).

Cette paléogéographie a des directions d'allongement qui sont sous l'étroite dépendance d'une géodynamique très active depuis le début du Jurassique. Cette dernière est vraisemblablement héritée des rejeux de la structure hercynienne dont les grandes directions régionales sont estimées être à N 50°.

Cette paléogéographie est bien marquée lors du dépôt de la formation hyperdétritique. Le dépôt des schistes noirs à quartzites verts sur une vaste étendue et sans variations latérales de faciès importantes, dénotent une homogénéisation des conditions de dépôt, sans doute liées à un retour au calme orogénique et au comblement du bassin.

Les schistes noirs à quartzites verts marquent ainsi la fin d'un cycle sédimentaire.

Les grès calcarifères et conglomérats supérieurs ou couches de passage au flysch dénotent une reprise de l'activité orogénique locale ; ils représentent le premier terme d'un nouveau cycle sédimentaire qui se terminerait par le dépôt du flysch. Ce flysch qui montre une évolution vers le comblement définitif du bassin dénote par ses rythmes, les dernières manifestations d'une véritable et intense tectonique embryonnaire qui a particulièrement marqué cette région des Alpes depuis le Permien.

L'ensemble détritique de Tarentaise est donc constitué de deux cycles sédimentaires distincts, tous deux à évolution négative .

2e cycle { flysch (Couches de Saint-Christophe)
grès calcarifères et conglomérats supérieurs (aucun équivalent en Italie, ni en Suisse)

1er cycle { schistes noirs à quartzites verts (Marmontains)
formation hyperdétritique (Aroley)

Durant les deux cycles sédimentaires, le bassin s'autoalimente grâce au passage d'une "onde orogénique" se déplaçant du Nord au Sud et qui réactive de proche en proche des zones de cordillère, qui, quant à elles, sont héritées de la structure hercynienne (rejeu au Jurassique des failles hercyniennes réalisant ainsi des horsts et grabens).

Il y a donc surimposition d'une géodynamique alpine Crétacé - Tertiaire à polarité nord-sud, sur une géodynamique alpine précoce (Mésozoïque) qui est héritée des lignes structurales hercyniennes.

6. - L'AGE DE LA SERIE DETRITIQUE DE TARENTAISE DU NORD DE L'ISERE

Comme je l'ai déjà précisé au début du chapitre, j'admet l'âge crétacé supérieur attribué par P. ANTOINE (1971) puis par S. FUDRAL (1973) à la série détritique des unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen (Tarentaise).

Il convient cependant de remarquer que le phénomène de l'"onde orogénique" fournit une explication logique au problème de l'évolution de l'âge du flysch vers le Sud (Tertiaire du Niélard) et rejoint par là, en un certain sens, la tentative d'interprétation chronologique de R. BARBIER et R. TRUMPY (1955).

7. - REMARQUE IMPORTANTE : DU TERTIAIRE EXISTERAIT-IL AU NORD DE MOUTIERS ?

Après m'être rendu au Mont-Niélard, au Sud de l'Isère, où j'ai pu observer le faciès des brèches et microbrèches siliceuses à petites et grandes Nummulites (R. BARBIER, 1948), j'ai été frappé de retrouver des faciès tout à fait analogues au Nord de l'Isère, dans la partie méridionale de la région qui fait l'objet de mon travail.

Ces faciès sont observables sur l'unité du Quermoz, dans le secteur du lac du Saut. Bien qu'aucune Nummulite n'y ait été observée, ces terrains ont de fortes chances d'être d'âge tertiaire, en raison de leur faciès différent du reste de la série détritique tarine.

Ainsi, on pourrait observer dans la région du lac du Saut, sur l'unité du Quermoz, une série stratigraphique montrant une épaisse série de schistes à passées détritiques (Dogger) surmontée, en discordance, par des brèches et microbrèches tertiaires.

La région du lac du Saut pourrait donc être située à proximité de l'axe du basculement occasionnant l'inversion de la subsidence envisagée par R. BARBIER et R. TRUMPY (1955), ou bien correspondre au lieu atteint par "l'onde orogénique" (envisagée plus haut) au tout début du Tertiaire.

Photo 4 - Versant SSW de Roche à Thomas montrant le flanc normal et le flanc inverse du pli couché chevauchant. Observer le replissement du plan axial de la mégastructure -

TROISIEME PARTIE
TECTONIQUE

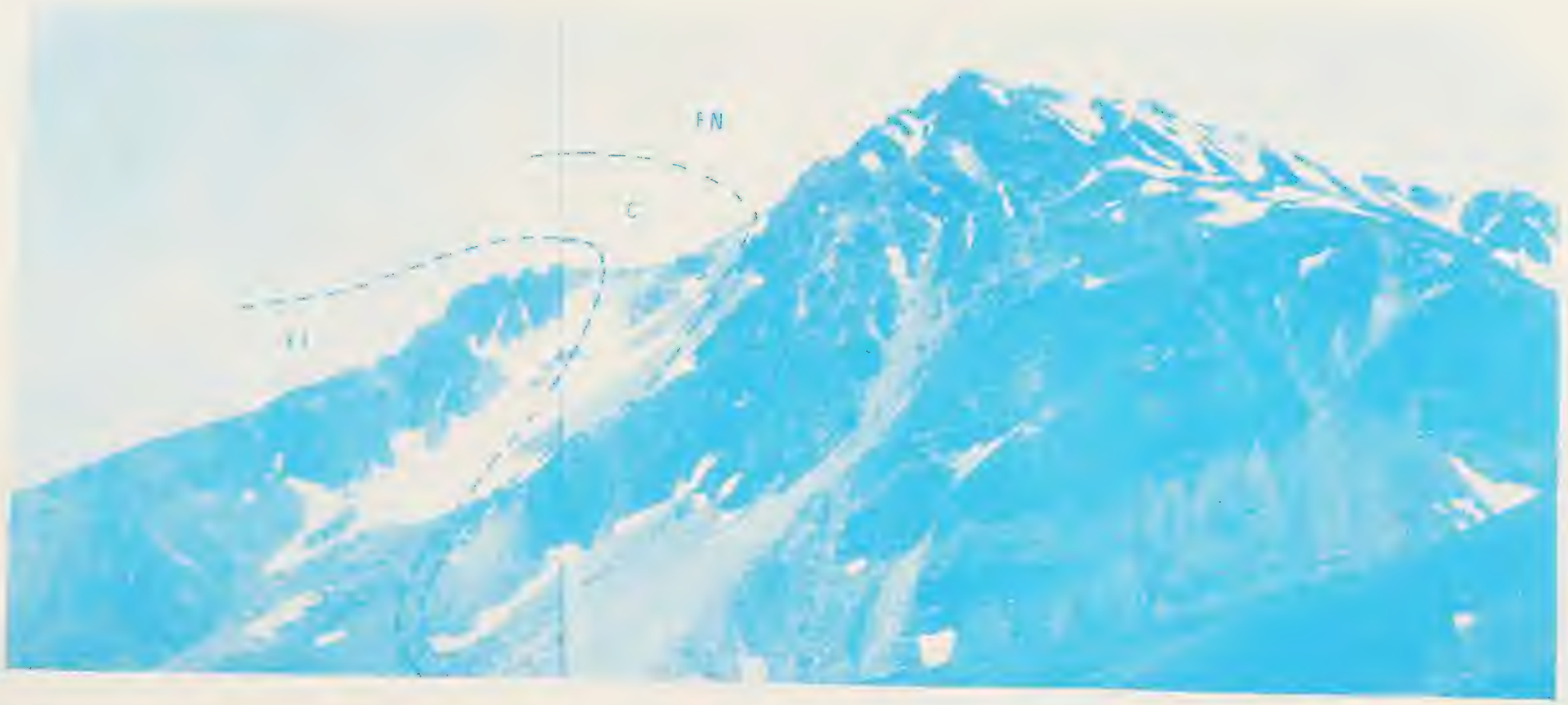


Photo 5 - Versant NNE de la Pointe de l'Echelle montrant le flanc normal, le cœur et le flanc inverse du pli couché chevauchant. Observer le replissement du plan axial de la mégastructure -

1. - INTRODUCTION

Une découverte structurale importante pour la région étudiée est mise en évidence dans ce chapitre.
Il s'agit d'un pli couché chevauchant dont l'amplitude est de l'ordre de 6 km. Par là-même, il apparaît que la région étudiée a, localement, un style structural en "unités tectoniques superposées". Ces faits et leurs conséquences paléogéographiques étaient jusqu'alors passés inaperçus.

2. - DESCRIPTION DES COUPES ET MISE EN EVIDENCE DES STRUCTURES

2.1. - Au Nord Est du Nant de Tessens : le pli couché de Roche à Thomas-Crêt du Rey ; unités tectoniques superposées

2.1.1. - Localisation de la structure étudiée

Lorsque l'on emprunte le vallon menant de Granier au col du Cormet d'Arêches, on constate à l'évidence qu'il est pratiquement impossible de corréler la coupe visible en rive gauche (massif de Portettaz) avec celle de la rive droite (massif Crêt du Rey - Pointe de l'Echelle).

En effet, si l'ossature du massif Portettaz-Rocheboc est formée d'une puissante voûte anticlinale de quartzites permo-triasiques qui culmine aux environs de 2 300 m, il n'existe absolument rien de semblable sur la rive droite. Au contraire, cette dernière ne montre, sur toute sa hauteur, soit près de 1000 m de dénivellation, que des structures affectant la série détritique de Tarentaise.

C'est en essayant de trouver une solution à cette difficulté que l'étude structurale de détail du chaînon Roche à Thomas, Pointe de l'Echelle, Crêt du Rey a été reprise.

2.1.2. - Analyse des faits d'observation (fig. 19)

a) - La lame anticlinale déversée Pra-Plan - Thiabord

Une coupe prise en rive droite de l'Isère, au Nord de Tessens, entre le point coté 2 000 (au Sud Ouest de l'alpage de Pra-Plan) et le point coté 1 660, à proximité des chalets de la Raiche, montre les niveaux suivants, de haut en bas topographiquement :

1 - des conglomérats crétacés ;
2 - des vestiges d'un calcaire marmoréen gris attribué classiquement au Lias, associés par place à des calcschistes qui représentent le Dogger ;
3 - un niveau d'argilites verdâtres, très laminées ;
4 - des dolomies blondes (8 à 10 m) alternant vers leur base stratigraphique avec des passées pélitiques noires et violettes ;
5 - un couloir topographique vers lequel se dirigent les affleurements d'argilites précédents ;
6 - quelques lambeaux de calcaires marmoréens blancs analogues au niveau 2 ;
7 - des conglomérats crétacés ;
8 - des schistes noirs à quartzites verts ;
9 - le flysch.

Cette description montre donc une série inverse (niveaux 1 à 4), suivie d'une série normale (niveaux 6 à 9). Le niveau 5 (couloir topographique) correspond par ses faciès visibles à certains horizons du Trias supérieur, qui matérialisent donc sur le terrain un noyau anticlinal à flancs quasiment parallèles et déversés vers le WNW.

Dans le massif de Roche à Thomas, cette structure anticlinale primaire se couche rapidement à l'horizontale. Des replis "secondaires" (phase de serrage tardif ?) à plans axiaux verticaux, viennent parfois masquer partiellement cette réalité fondamentale. Néanmoins, la base du versant nord de Roche à Thomas montre indubitablement une succession

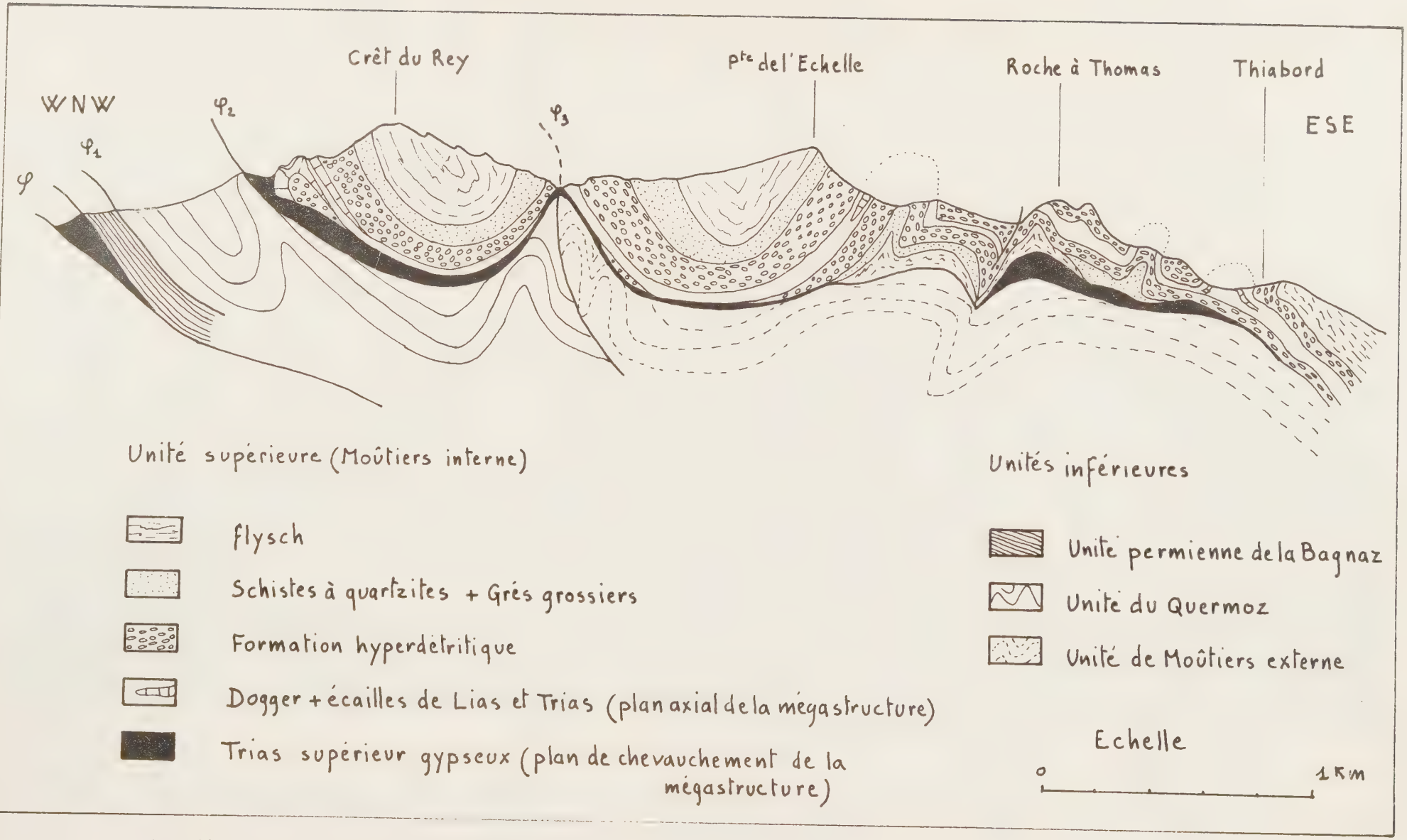


Figure 19 - Coupe au Nord Est du Nant de Tessens : le pli couché de Villette-Roche à Thomas-Crêt du Rey : unités superposées -

stratigraphique inverse, avec de bas en haut : le flysch, les schistes à quartzites, puis les conglomérats de la formation basale ; ensuite au-dessus d'un niveau de calcschistes à écailles de calcaires liasiques, on retrouve bien les conglomérats de la formation basale en série normale.

b) La structure du versant E de la Pointe de l'Echelle

Cette structure peut s'analyser correctement le long de l'éperon qui joint le point coté 2248 au sommet de la Pointe de l'Echelle.

1 - Au point coté 2 248, affleure une bande de flysch, équivalent latéral du flysch observé à la base de la face nord de Roche à Thomas.
2 - Au-dessus, viennent des schistes noirs à quartzites verts.
3 - Ce dernier niveau est surmonté par des conglomérats de la formation hyperdétritique.
4 - Au-dessus, s'observent à nouveau des schistes noirs à quartzites verts qui dessinent nettement une charnière anticlinale.
5 - On retrouve alors un niveau de conglomérats de la formation hyperdétritique.
6 - Ces conglomérats sont surmontés par une zone écaillée comportant des calcschistes du Dogger et des lambeaux de calcaires liasiques.
7 - Au-dessus de cette zone écaillée, vient une séquence normale comportant les conglomérats, les schistes noirs à quartzites verts, puis le flysch qui forme le sommet de la Pointe de l'Echelle.

Le niveau 6 représente donc le cœur d'une structure anticlinale (couchée pratiquement à l'horizontale), encadrée par un flanc normal pratiquement complet et peu replissé, et par un flanc inverse accidenté de replis secondaires (le niveau 4 représente le cœur anticlinal d'un de ces replis et le niveau 3 un cœur synclinal très étiré et faillé).

Cette structure se relie indubitablement à celle établie dans la Roche à Thomas, ainsi que l'on peut s'en assurer en suivant l'arête joignant la Pointe de l'Echelle à ce dernier sommet.

c) La structure du Crêt du Rey : coupe de l'arête ouest

En partant un peu en contrebas du col (versant nord) situé entre la Pierre-Percée et le Crêt du Rey, on observe en se dirigeant à l'Est et de bas en haut la succession suivante :

1 - des conglomérats de la formation hyperdétritique dessinant un double repli anticlinal ;
2 - ces conglomérats sont surmontés par des calcaires liasiques gris clair ;
3 - ces calcaires liasiques supportent un niveau de brèches dolomitiques du Trias supérieur. Ce niveau triasique, qui suit fidèlement le double mouvement anticlinal dessiné par les niveaux sous-jacents, donne ensuite le petit couloir visible à la base de l'arête terminale du Crêt du Rey. Dans ce couloir on peut également observer des gypses ;
4 - en remontant l'arête sommitale depuis ce couloir, on observe tout d'abord des calcaires liasiques amorçant une série normale ;
5 - le toit de ces calcaires est souligné par places par un niveau rubéfié surmonté d'un mince niveau de calcschistes gris attribuables au Dogger ;
6 - ensuite vient une séquence normale avec ses trois niveaux caractéristiques.

Le sommet même du Crêt du Rey est constitué par le flysch qui dessine une demi-gouttière synclinale décrite par H. SCHOELLER sous le nom de synclinal du Crêt du Rey.

Il est alors tentant de raccorder cette série normale avec celle précédemment décrite au sommet de la Pointe de l'Echelle. Cependant, au niveau de la Roche de Corne-Noire, le raccord entre ces deux ensembles ne s'opère pas directement, mais selon un "point de rebroussement" probablement induit par une importante fracture.

A l'Ouest du col de Pierre-Percée, on peut observer au-delà d'une bande de gypses et de cargneules, qui forment le col, une série totalement différente de la série décrite jusqu'à présent : il s'agit de la série du Quermoz.

d) Coupe synthétique du chaînon Roche à Thomas - Crêt du Rey : l'unité supérieure

Nous avons indiqué que le cœur anticlinal de la structure majeure de la Pointe de l'Echelle était la prolongation du cœur anticlinal mis en évidence à la Roche à Thomas (Pra-Plan).

La série normale du Crêt du Rey se raccorde bien, au rebroussement de Corne Noire près, à la série normale du sommet de l'Echelle. On doit considérer qu'au Crêt du Rey, le flanc inverse manque presque totalement. Un témoin en existe cependant sous forme de "lambeaux de poussées" (affleurements triasiques liasiques crétacés replissés) au col de la Pierre Percée.

Ainsi nous voyons se dessiner dans ce secteur singulier de la zone des Brèches de Tarentaise, une importante structure anticlinale déversée et couchée vers l'Ouest (recouvrement d'environ 6 km) et s'enracinant dans la vallée de l'Isère (Villette).

Il est à remarquer cependant que cette mégastructure en pli couché ne constitue que la partie haute du versant rive droite du torrent du Cormet d'Arêches.

En effet, l'altitude moyenne du plan de chevauchement est marqué par des plaquages de gypse aux environs de 2100 m (exception faite de points singuliers, d'altitude moindre dus à des replis synclinaux vigoureux affectant l'ensemble de la mégastructure), alors que la cote du fond de la vallée s'échelonne entre 1600 et 1800 m.

La partie basse du versant considéré est donc constituée par un ensemble distinct de la mégastructure chevauchante, et paléogéographiquement plus externe. Cet ensemble comprend deux unités tectoniques. L'une d'elles est située sous l'unité chevauchante, nous l'appellerons donc "Unité Inférieure" ; l'autre est externe par rapport à cette dernière, il s'agit de l'"Unité du Quermoz".

e) L'Unité Inférieure et l'Unité du Quermoz

1) - L'Unité Inférieure (fig. 20)

De la forêt des Serres à la chapelle Saint-Guérin, nous observons un train de plis, à plans axiaux pratiquement verticaux qui n'affectent que la série détritique (conglomérats, schistes à quartzites et flysch).

Structuralement aussi bien que lithologiquement, ces replis représentent la suite des plissements très complexes de la couverture de la retombée occidentale de la coupole de quartzites de Portettaz (S. FUDRAL, à paraître). L'absence totale d'un équivalent de cet anticlinal de quartzites sur le versant droit du vallon du Cormet d'Arêches peut s'expliquer par une fracture de socle dont seules des manifestations ultimes (réseau dense de petites fractures parallèles à la vallée indiquant un effondrement progressif vers le Sud Ouest) sont visibles dans la terminaison méridionale du massif de Portettaz.

2) - L'Unité du Quermoz

A l'Ouest de la chapelle Saint-Guérin, le train de plis précédent est en contact tectonique avec une série de nature complétement différente, constituée pour l'essentiel de schistes gris et de calcschistes à passées conglomératiques, équivalente de la série du Quermoz, attribuée au Jurassique (Lias + Dogger).

Le contact anormal mentionné ci-dessus est bien une discontinuité majeure entre deux unités structurales et paléogéographiques distinctes.

Ce contact est recouvert tangentiellement par la mégastructure Crêt du Rey-Pointe de l'Echelle qui est déformée dans la zone de Corne Noire (rejeu tardif). En se dirigeant vers le Sud Ouest, au-delà du Nant de Tessens, seul l'ensemble inférieur est représenté à l'affleurement.

2.2. - Au Sud Ouest du Nant de Tessens : l'unité inférieure et l'unité du Quermoz

2.2.1. Introduction

Au Sud Ouest du Nant de Tessens, seules l'unité inférieure et l'unité du Quermoz existent, en effet :

- les coupes relevées dans cette région montrent qu'il n'y a pas trace de série inverse, et que les terrains de ce secteur ne peuvent pas appartenir au flanc normal de l'unité supérieure, car la stratigraphie présente des particularités notables qui différencient nettement ces terrains de ceux de l'unité supérieure (cf. chapitre 4, paragraphe 3.3.2.) ;
- par contre, tant par leur stratigraphie que par leur style tectonique, les terrains situés au Sud Ouest du Nant de Tessens sont très comparables à ceux de l'unité inférieure décrite à la base du vallon du Cormet d'Arêches (paragraphe 2.1.2. e_1).

L'unité du Quermoz flanque au NW l'unité inférieure.

2.2.2. - Coupe passant par la Pointe du Col (fig. 21)

Cette coupe va du point 674,7 près de Villette au point 2459,7 au Nord de la Bagnaz (fig. 21).
On peut subdiviser la coupe en plusieurs parties.

2.2.2.1. - De Villette à Plan Villard : l'unité supérieure et son enracinement

+ Le flanc normal est ici représenté par :
  - les calcaires liasiques et les schistes aaléniens de Plan Villard qui sont très laminés par endroit (point 870) ;
  - les conglomérats crétacés de Charves ;
  - le flysch du Chatelard sur la rive droite de l'Isère.

+ Le plan axial est représenté par :
  - les gypses de Villette, se prolongeant au Nord par les gypses du point 1197,7.

Ø Contact anormal tangentiel séparant l'unité supérieure et l'unité inférieure

F flysch

S grés grossiers supérieurs

SQ schistes noirs à quartzites verts

C conglomérats (formation hyperdétritique)

S schistes du Dogger

L calcaires liasiques

Bt brèches du Trias supérieur

T Trias supérieur

Figure 20 - Panorama du versant rive droite du torrent du Cormet d'Arêches -

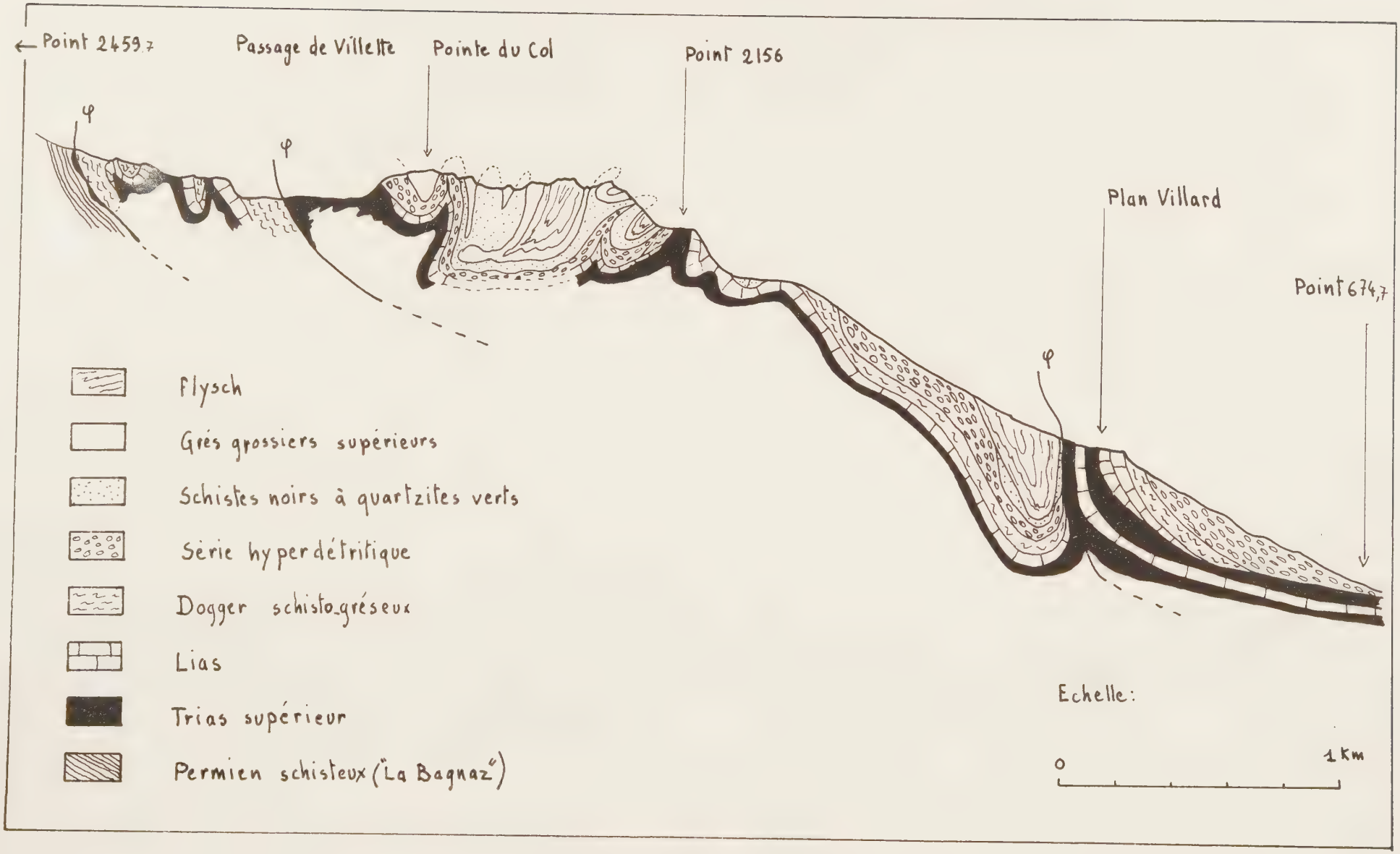


Figure 21 - Coupe passant par la Pointe du Col -

+ Le flanc inverse :

Il est bien représenté sur la colline 770 de Villette où le Trias supérieur surmonte le Lias car la série est renversée (cf. chapitre 3, paragraphe 2.5.). Il est probable qu'il soit également représenté par les lambeaux de calcaires liasiques du point 924 à l'Ouest de Villette et du point 1323,9.

+ Le plan de chevauchement de l'unité supérieure

Il est représenté par une semelle gypseuse ne montrant que de petits affleurements, se sont :

- le gypse de Centron ;
- le gypse situé à 30 m au Nord du point 924 ;
- le gypse et les brèches du Trias supérieur affleurant à 300 m au Sud Est du point 1246, au contact avec un lambeau de Lias appartenant au flanc inverse ;
- le gypse du point 1323,9

+ Remarque

En allant du Sud vers le Nord le plan de chevauchement recoupe successivement des terrains différents, appartenant à l'unité inférieure: le Lias calcaire à Centron, les conglomérats crétacés au point 924, les schistes noirs à quartzites verts et le flysch à Plan Villard.

2.2.2.2. - De Plan Villard au point 2156

On peut observer en s'élevant dans le versant :

- schistes noirs à quartzites verts ;
- flysch ;
- schistes noirs à quartzites verts à nouveau ;
- conglomérats crétacés ;
- schistes gris aaléniens ;
- calcaires blancs liasiques ;
- brèches et gypses du Trias supérieur ;
- à nouveau des calcaires liasiques visibles à l'Est des chalets de la Combe, mais laminés au point 2156.

Ainsi peuvent être mis en évidence un synclinal à cœur de flysch (synclinal 1) suivi d'un anticlinal à cœur de Trias supérieur (anticlinal 1).

2.2.2.3. - Du point 2156 au Passage de Villette

On peut observer là une série normale affectée d'intenses replis contigus (quasi isoclinaux).

- Le flanc SE du synclinal 2 qui fait suite à l'anticlinal 1 est laminé. En effet, sur l'arête, le flysch qui est le cœur du synclinal 2, est en contact anormal avec le cœur gypseux de l'anticlinal 1.

Dans le versant NE on peut observer des lambeaux des terrains manquant sur l'arête, à savoir : du calcaire liasique, des schistes aaléniens, des conglomérats crétacés. Les schistes noirs à quartzites verts et les grès calcarifères supérieurs sonr difficilement discernables.

- Faisant suite au synclinal 2, vient l'anticlinal 2 à cœur de conglomérats crétacés. On peut observer d'Est en Ouest :

- le cœur de flysch du synclinal 2 ;
- des grès calcarifères supérieurs ;
- des schistes noirs à quartzites verts ;
- des conglomérats crétacés ;
- à nouveau des schistes noirs à quartzites verts ;
- des grès calcarifères supérieurs formant un curieux repli synclinal perché (voir figure).

Le faciès de ces "grès calcarifères" m'a longtemps posé un problème, car il se montre très voisin de celui des calcaires microbréchiques, voire même de celui du Lias calcaire.

Ce n'est que grâce à la découverte, dans une position structurale ne prêtant pas à confusion, d'un faciès similaire associé aux faciès grossiers caractéristiques de l'unité inférieure, que je puis affirmer qu'il s'agit bien là de la formation des grès calcarifères supérieurs (cf. coupe de Roche Durand, Montgirod, chapitre 4, paragraphe 2.2.).

- Après l'anticlinal 2 vient le synclinal 3 à cœur de flysch.

A la faveur du repli secondaire faisant suite au synclinal perché, les schistes noirs à quartzites verts peuvent affleurer, ils sont suivis vers l'Ouest par :

- des grès calcarifères supérieurs ;
- du flysch ;
- à nouveau les grès calcarifères supérieurs ;
- et des schistes noirs à quartzites verts.

- Faisant suite au synclinal 3, vient l'anticlinal 3 à cœur de calcaires liasiques laminés. Au sein de cet anticlinal complexe, il y a une grande disharmonie : le flanc SE est caractérisé par un épaississement considérable des schistes noirs à quartzites verts, dû à un plissement isoclinal qui est prouvé par la répétition de synclinaux de grès calcarifères, extrêmement aigus.

Le flanc NW, au contraire, est caractérisé par l'absence ou l'extrême réduction d'épaisseur des schistes noirs à quartzites verts.

- Après l'anticlinal 3, vient le synclinal 4 à cœur de grès calcarifères et lacune tectonique des schistes noirs à quartzites verts.

On peut observer du SE vers le NW :

- le cœur de conglomérats à écailles de Lias de l'anticlinal 3 ;
- les grès calcarifères supérieurs à faciès grossier, caractéristique de l'unité inférieure ;
- les conglomérats crétacés ;
- le Lias calcaire, érodé suivant les endroits ;
- le Trias supérieur du passage de Villette marquant un important contact anormal.

2.2.2.4. - Depuis le contact anormal du Passage de Villette au point 2459,7

La formation crétacée n'affleure qu'au tout début de la coupe, avec une très faible épaisseur, et laisse la place vers le NW à des terrains jurassiques et triasiques dont le faciès est différent de celui connu à l'Est du Passage de Villette (cf. chapitre 3, paragraphe 5.4.).

Cette variation brutale de faciès s'explique par l'existence au Passage de Villette d'un contact anormal (localement tangentiel). Ce contact se poursuit vers le Nord avec une direction approximative de N 30°, il passe légèrement à l'Ouest de la Pointe de Corne Noire, et par Plan-Pichu, près de la chapelle Saint-Guérin. Tout comme au Passage de Villette il met en contact dans le Nord de la région étudiée l'unité du Quermoz et l'unité dite inférieure.

- Au Nord Ouest du contact anormal du Passage de Villette, on peut observer l'unité du Quermoz formant un anticlinorium déversé vers le NW.

Après quelques mètres de série crétacée on rencontre :

- des schistes et calcschistes à rares passées conglomératiques du Dogger ;
- des replis aigus et étirés mais peu écaillés de calcaires liasiques et de Trias supérieur ;
- à nouveau des schistes et calcschistes du Dogger en contact anormal (parfois jalonné par du gypse) avec des schistes verts et violets d'âge permien, dit "Schistes de la Bagnaz" (R. BARBIER, P. ANTOINE, J. COLLART, 1972) ;
- les schistes permiens ;
- le "Front pennique".

2.2.3. - Coupe passant par le lac d'Arcachat (fig. 22)

Cette coupe joint le point coté 630 au SW de Centron au point 2323 à l'Est des chalets de Plan Bernard qui sont situés sur le "Front pennique" (fig. 22).

Cette coupe montre que tous les anticlinaux, synclinaux et accidents tectoniques majeurs mis en évidence dans la coupe passant par la Pointe du Col, se poursuivent vers le Sud Ouest. Du Sud Est vers le Nord Ouest on peut aussi distinguer les structures suivantes :

a) Pli couché de Villette-Roche à Thomas - Crêt du Rey s'enracinant à Villette.

b) Synclinal 1 : Villaret - Plan Villard.

Cette structure est en fait un synclinorium (au Villaret), en partie chevauché par le pli couché Villette-Crêt du Rey dans le secteur de Villette et Pra-Plan.

c) Anticlinal 1 : Montgirod - point 2156 - Anticlinal de la Portettaz (?).

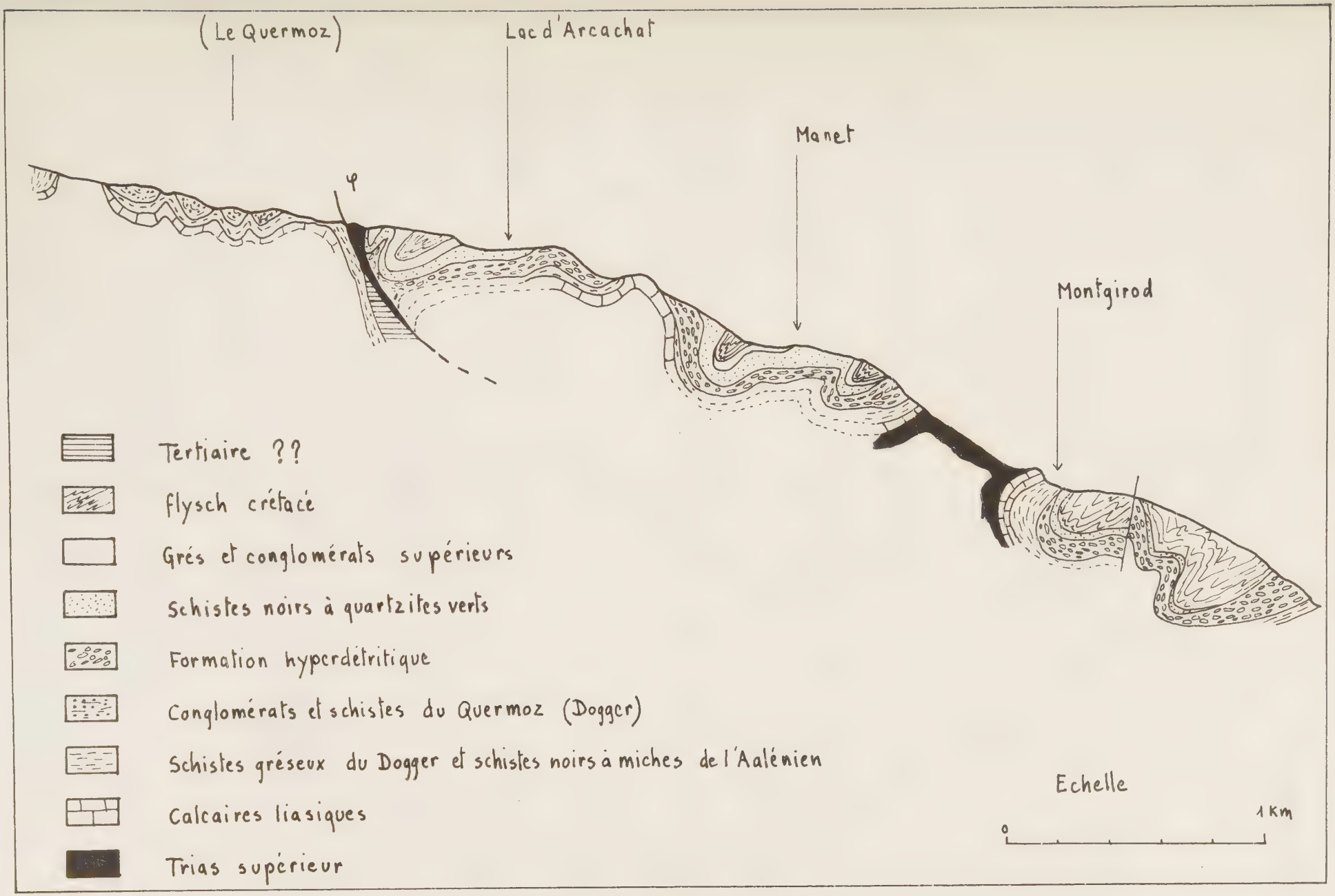


Figure 22 - Coupe passant par le lac d'Arcachat -

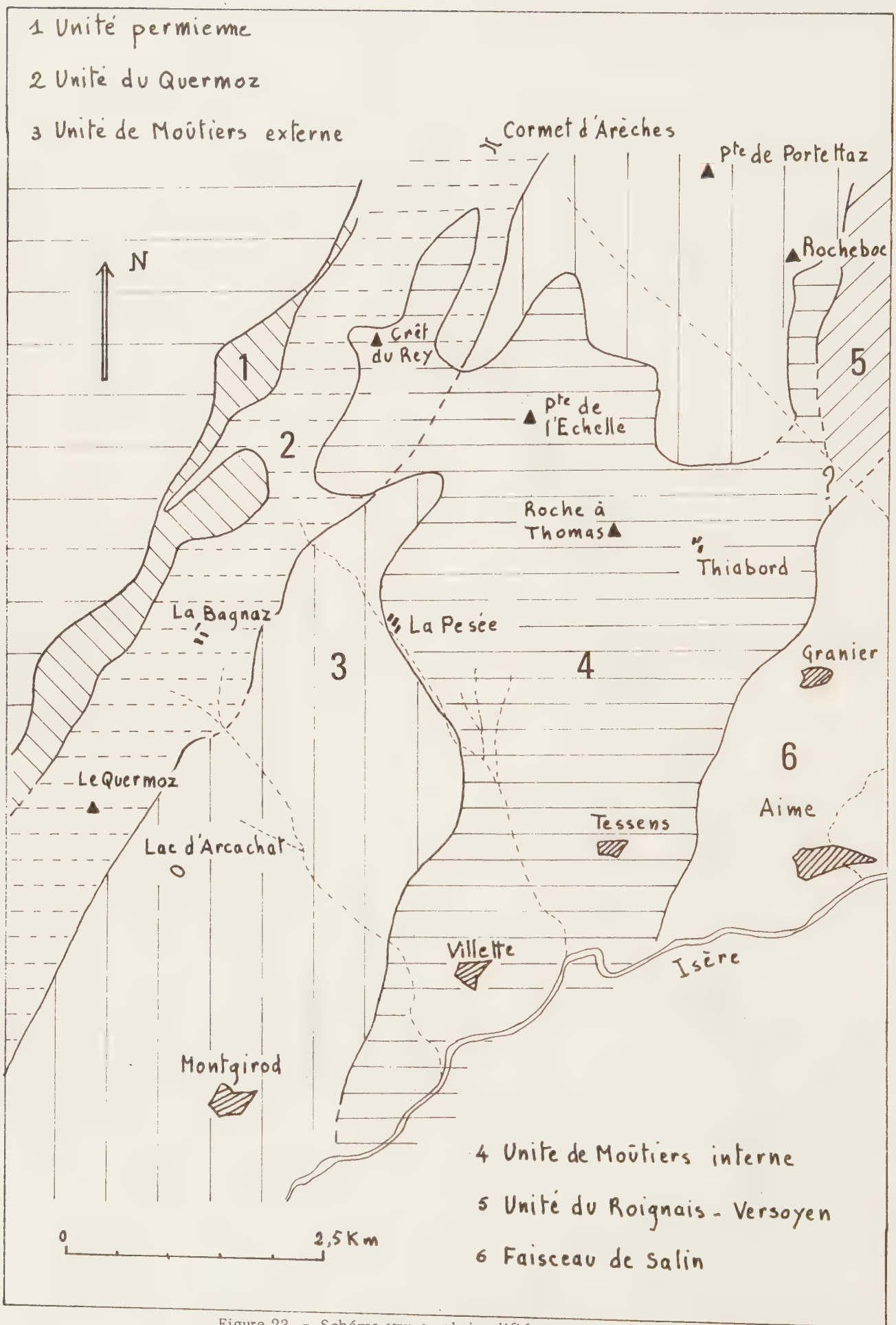


Figure 23 - Schéma structural simplifié -

d) Synclinal 2 : hameau des Charmettes - Ouest du point 2156 - Chalet de Laval.
Caractérisé par son flanc SE laminé.

e) Anticlinal 2 : chalet de Manet - Sommet à l'Ouest du point 2156 - Conglomérat au SW du point 1672,4 près des chalets de Laval.
Caractérisé par sa structure coffrée ayant un toit synclinal.

f) Synclinal 3 : chalet de Roche Durant (1636) - Point 2310 - Flysch à l'Est des lacs de Poupreza.

g) Anticlinal 3 : fontaine Sagellan - Point 1797 - Lac d'Arcachat - Pointe du Col.
C'est un anticlinal complexe qui, par endroits, est très aigu et laminé, alors qu'à d'autres endroits il est au contraire assez large. Il est caractérisé également par une grande disharmonie de plissement : à la fontaine Sagellan l'anticlinal est très aigu et laminé, il n'est représenté que par une bande de gypse qui est, par endroits, directement en contact avec le flysch. Dans le secteur du lac d'Arcachat et du point 1797 l'anticlinal est large et les terrains ne sont pas laminés.

A la Pointe du Col le cœur liasique du pli est très laminé mais le flanc SE est épaissi tectoniquement par le plissement disharmonique des schistes noirs à quartzites verts.

Cet anticlinal se suit très bien jusque dans le secteur de la Plagne près du Bouillissoir ; plus au NE, il est recouvert par l'unité chevauchante.

h) Synclinal 4 : bois de Prodin - Talus au NW de la Pointe du Col.
Bien développé dans le Sud, où le flysch est au cœur de la structure, il se resserre vers le Nord.

i) Le contact anormal du Passage de Villette. Au Sud Ouest du Passage de Villette le contact anormal n'est plus tangentiel mais vertical ; il est marqué par une bande de gypses qui coupe le flanc NW du synclinal 4. Peu net dans la région de la montagne de la Faverge, ce contact anormal reparaît à nouveau plus au Sud (communication orale de R. BARBIER).

j) A l'Ouest du contact anormal du Passage de Villette.
L'unité tectonique du Quermoz est toujours déversée sur l'unité des "schistes permiens de la Bagnaz", elle présente sensiblement les mêmes caractères que ceux décrits dans la coupe passant par la Pointe du Col. Cependant, on doit remarquer que dans la coupe passant par le lac d'Arcachat les replis frontaux de l'unité du Quermoz sont plus écaillés.

3. - CONCLUSIONS - CONSEQUENCES STRUCTURALES (fig. 23)

+ L'unité inférieure est la prolongation de la couverture occidentale de l'anticlinal permo-triasique de la Portettaz.

+ L'accident majeur, chapelle Saint-Guérin (Plan-Pichu) - Passage de la Villette, met en contact l'unité inférieure avec l'unité du Quermoz qui est déversée sur l'unité permienne des "schistes de la Bagnaz" ; cette dernière étant située sur le "Front pennique". Dans le Nord de la région étudiée, ce contact est recouvert tangentiellement par le chevauchement de l'unité supérieure (Crêt du Rey - Roche à Thomas).

+ Masqués localement par l'unité supérieure chevauchante (Crêt du Rey-Roche à Thomas) les terrains constituant l'unité inférieure réapparaissent vers le Sud Ouest, en rive droite du Nant de Tessens, dans le chaînon de la Pointe du Col. Ils se développent ensuite dans le secteur du lac d'Arcachat, où il n'existe plus trace de l'unité supérieure, soit à cause d'une érosion (des lambeaux de Trias supérieur qui s'intégrent difficilement dans les structures sous-jacentes, peuvent représenter de minuscules klippes de l'unité supérieure), soit à cause d'un enracinement brutal de l'unité supérieure dans la région de Villette.

+ On peut donc distinguer d'Ouest en Est :
- l'unité permienne des "schistes de la Bagnaz" ;
- l'unité jurassique et triasique du Quermoz ;
- l'unité inférieure ;
- l'unité supérieure en pli couché.

+ Ceci étant posé, comment cette structure évolue-t-elle en rive gauche du torrent du Cormet d'Arêches ? Nous savons que dans ce secteur, la retombée orientale de l'anticlinal permo-triasique de la Portettaz est recoupée par le contact anormal frontal de l'unité du Roignais-Versoyen (P. ANTOINE, 1970 ; S. FUDRAL inédit) au niveau du ravin de la Portettaz. On en déduit donc nécessairement que notre unité supérieure du Crêt du Rey - Roche à Thomas doit s'enraciner entre l'anticlinal de Portettaz (unité de Moûtiers) et l'unité du Roignais-Versoyen.

De fait, S. FUDRAL (à paraître) vient de décrire sur le flanc interne de l'anticlinal de la Portettaz une série d'écailles dont la stratigraphie diffère de celle de la couverture normale de Portettaz. Or, l'analyse stratigraphique des terrains constituant nos unités inférieure et supérieure, fait apparaître des différences du même ordre (voir chapitre 4, paragraphe 5).

Les écailles décrites par S. FUDRAL sur le flanc oriental de l'anticlinal de la Portettaz pourraient donc correspondre aux derniers témoins de notre unité Crêt du Rey - Pointe de l'Echelle - Roche à Thomas, dilacérée le long du grand contact anormal frontal de l'unité du Roignais-Versoyen.

Si nous tentons de "déplisser" notre unité supérieure, nous constatons sans difficulté que son domaine paléogéographique originel avait probablement une extension horizontale de l'ordre de 10 à 15 km. L'analyse de la structure nous a montré que le domaine de l'unité supérieure était probablement intermédiaire entre celui de notre ensemble inférieur et celui du Roignais-Versoyen.

En effet, le rapprochement des résultats structuraux, stratigraphiques, paléogéographiques met en évidence la correspondance qui existe entre :

- l'unité structurale inférieure et l'unité paléogéographique de Moûtiers externe ;
- l'unité structurale supérieure en pli couché et l'unité paléogéographique de Moûtiers interne.

L'unité inférieure est caractérisée par une importante séquence détritique qui surmonte les schistes noirs à quartzites verts (grès grossiers et microbrèches du lac d'Arcachat et de la Pointe du Col ; conglomérats de Montgirod).

Il s'agit, en fait, des grès grossiers calcarifères et l'équivalent de conglomérats de H. SCHOELLER (1929).

Entre le Lias calcaire et la formation détritique crétacée, existe un niveau attribuable au Dogger.

L'unité supérieure (Crêt du Rey - Roche à Thomas) montre une série similaire dans ses grandes lignes, inchangée au niveau du Lias et du Dogger, mais dans laquelle on assiste à un affinement des sédiments de la formation crétacée (prédominance des calcaires microbréchiques).

Au-dessus des schistes noirs à quartzites verts, la formation grossière s'affine également et perd de son épaisseur.

Dans l'unité du Roignais-Versoyen enfin, le Dogger n'existe plus, mais par contre, nous voyons apparaître l'ensemble antéflysch (P. ANTOINE, 1972). La série détritique crétacée est également quelque peu modifiée par diminution du degré de clasticité de la formation hyperdétritique, et surtout par la quasi disparition du niveau détritique qui surmonte les schistes noirs à quartzites verts.

Cette évolution montre que notre unité supérieure Crêt du Rey - Pointe de l'Echelle est finalement plus proche paléogéographiquement de l'unité inférieure que de celle du Roignais-Versoyen, mais aussi qu'elle est intermédiaire entre ces deux dernières unités.

4. - SYNTHESE TECTONIQUE

4.1. - Les différents aspects de la tectonique

Les structures actuellement observables, résultent d'une tectonique alpine souple et tangentielle, mais également d'une tectonique tardive cassante.

Une tectonique embryonnaire alpine précoce, (Mésozoïque) a toutefois joué un rôle très important pour la sédimentogenèse, comme nous venons de le montrer dans la partie réservée à la stratigraphie.

4.1.1. - Relations entre la tectonique embryonnaire, la paléogéographie et les divisions structurales actuelles de la chaîne

Comme nous l'avons dit, dans la partie traitant de la stratigraphie, les dépôts de sédiments se font sous l'étroite dépendance des mouvements géodynamiques. Ces derniers créent des zones hautes et des bassins, dont l'orientation, dans notre région, est sensiblement celle de la structure actuelle de la chaîne. Cela est prouvé par l'orientation de zones de faciès au sein de mêmes unités tectoniques.

D'autre part, il est probable que la direction d'allongement des zones paléogéographiques alpines soit en grande partie sous la dépendance d'anciennes structures.

C'est ainsi que le rejeu vertical en horst et graben de failles hercyniennes, est peut-être à l'origine de l'individualisation des hauts-fonds et des bassins, dans une direction privilégiée.

Dans l'état actuel des conniassances, il y a tout lieu de penser que dans notre région, les directions des failles hercyniennes majeures sont N 50° ; or, dans notre région, les structures sont orientées à N 30°. Il faut donc remarquer qu'en toute rigueur, il peut y avoir dans notre région, une obliquité maximale de 20° entre la direction des zones paléogéographiques et celle des structures actuelles de la chaîne (50° - 30° = 20°). Cette obliquité théorique est bien trop faible pour être mise en évidence.

4.1.2. - La tectonique souple

Elle est liée à la période paroxysmale du plissement alpin, et montre deux aspects qui correspondent à deux phases de plissement, toutes deux ont des directions à N 30°.

4.1.2.1. - Première phase ou phase tangentielle

Elle correspond à la mise en place du pli couché cheavauchant de Roche à Thomas - Crêt du Rey. Cette phase provoque probablement une ébauche de plissement au sein de l'unité inférieure chevauchée et de l'unité du Quermoz. Cette dernière semble être affectée par la mise en place du chevauchament du Crêt du Rey dans le secteur du chalet des Veaux et de la Pierre Percée (important déversement de l'unité qu Quermoz sur l'unité des schistes permiens de la Bagnaz).

4.1.2.2. - Deuxième phase ou phase de serrage

Elle donne naissance par serrage, à un plissement de style isoclinal, à plan axial subvertical. Cette phase est postérieure à la mise en place du pli couché de Roche à Thomas - Crêt du Rey ; en effet :

- elle affecte la mégastructure en pli couché, dont le plan axial est replissé ;
- elle replisse ensemble, l'unité inférieure et l'unité en pli couché, comme l'on peut s'en assurer dans le versant NE du vallon du Cormet d'Arêches.

4.1.3. - La tectonique cassante

Cette tectonique est postérieure à la tectonique souple et elle se marque dans deux directions sensiblement orthogonales.

4.1.3.1. - La fracture à N 30°

Il s'agit du grand accident Plan-Pichu (chapelle Saint-Guérin) - Passage de Villette, qui sépare deux unités tectoniques. Cette faille subverticale est localement chevauchante. Vu sa direction, il y a tout lieu de penser qu'elle est le résultat d'un rejeu tardif le long d'un contact anormal tangentiel. Il est probable que ce rejeu soit complexe, et possède une composante horizontale. (Vers le N.N.E.).

4.1.3.2. - Les fractures de socle à N 110°

Il s'agit à l'affleurement de petites failles subverticales dont les rejets cumulés sont importants ; le compartiment SW est abaissé. On peut observer ces fractures sur les flancs des vallons transversaux à la chaîne (vallon du Cormet d'Arêches, vallon du Nant de Tessens, vallon du Nant d'Agot).

Bien que les terrains quaternaires empêchent l'observation directe du fond des vallons transversaux, on ne peut pas nier que le jeu tardif d'importantes failles de socle soit à l'origine des fractures à N 110° qui régissent l'orientation des vallons ; en voici les raisons :

- observation de petites failles sur les flancs des vallons ;
- net abaissement de l'altitude des compartiments faillés vers le Sud à chaque passage de vallon ;
- existence, dans le prolongement de nos vallons transversaux (principalement pour le vallon du Cormet d'Arêches), d'importantes fractures à N 110°, affectant le massif de Belledonne (communication orale de Y. GROS).

Ces failles sont postérieures à la tectonique souple car elles affectent des terrains déjà plissés. La fracturation N 110° est postérieure ou à la rigueur conjuguée à la fracturation N 30°, il s'agit donc de phénomènes tardi-tectoniques.

4.2. - Chronologie des faits tectoniques

Bien que les faits tectoniques apparaissent en relative continuité, on peut distinguer pour la comodité de l'exposé, trois périodes et six événements.

4.2.1. - La période embryonnaire de la chaîne ou période de tectonique cassante synsédimentaire

Dans la région, les mouvements embryonnaires se font sentir dès le Trias et peut-être même dès le Permien, ils deviennent majeurs au Dogger pour s'estomper avec la fin du Crétacé.

Evénement 1 : rejeu vertical de fractures (hercyniennes orientées probablement à N 50°), entraînant l'individualisation de cordillères et de bassins (Trias - Lias).

Evénement 2 se marque dans notre région dès le Dogger ; c'est l'activation des cordillères individualisées au Lias ; il se poursuit jusqu'à la fin du Crétacé avec le dépôt du flysch. Si les effets précoces de cet événement se produisent à peu près au même moment au Nord et au Sud de l'Isère (brèches du Grand-Fond et conglomérat du Quermoz, d'âge dogger, brèches du Niélard, d'âge jurassique) les effets tardifs (dépôt de la série détritique de Tarentaise) se produisent à des âges différents au Nord (Crétacé) et au Sud (Tertiaire).

4.2.2. - Période paroxysmale du plissement alpin

Au cours du Tertiaire (Eocène supérieur, Oligocène inférieur) se produit l'événement 3 qui est la mise en place du pli couché chevauchant de Roche à Thomas - Crêt du Rey et la formation de plis d'entraînement liés à cette mise en place.

Il apparaît logique de relier à la mise en place du pli couché de Roche à Thomas - Crêt du Rey, le départ des klippes préalpines, ces dernières étant passées par dessus la région étudiée, comme l'on peut aisément s'en rendre compte en considérant l'emplacement de leur zone de départ et de leur zone d'arrivée. Le mouvement des klippes préalpines étant parfaitement daté il nous permet de dater la phase paroxysmale dans notre région.

L'événement 4 est le serrage provoquant le plissement isoclinal des diverses unités tectoniques (avec des axes de plis à N 30°).

4.2.3. - Période post-paroxysmale (âge ?)

Evénement 5 : rejeu le long des contacts anormaux occasionnant une fracture à N 30°.

Evénement 6 : l'évolution ultime des mouvements du socle provoquent sans doute la formation de fractures profondes à N 110° dont les effets se font sentir tardivement dans la couverture.

QUATRIEME PARTIE

SYNTHESE GENERALE - CONCLUSION

SYNTHESE GENERALE

1. - INTRODUCTION

Des conclusions et des synthèses partielles étant présentées tout au long du présent travail, ce chapitre n'est en fait qu'un résumé ayant pour but de donner une vue d'ensemble des phénomènes mis en évidence.

Ce chapitre contient par ailleurs, une tentative de raccordement des unités mises en évidence dans notre région, avec celles déjà connues dans ce domaine de la chaîne alpine.

2. - STRATIGRAPHIE DES DIFFERENTES UNITES MISES EN EVIDENCE DANS LA REGION ETUDIEE (fig. 24)

2.1. - L'unité permienne des "schistes de la Bagnaz"

Houiller : schistes noirs et conglomérats
Permien : conglomérats à éléments de roches volcaniques et "schistes de la Bagnaz".

Des terrains analogues étant très répandus dans la région, notamment dans les zones paléogéographiques les plus frontales, il est possible que des faciès semblables à ceux de l'unité permienne représentent en fait le substratum de l'unité du Quermoz. Nous ne pouvons avoir de cela aucune certitude car, l'unité du Quermoz est décollée au niveau du Trias supérieur.

2.2. - L'unité du Quermoz

Trias supérieur et Rhétien : gypses, argilites, alternances de dolomies foncées et schistes noirs. D'abord lagunaire, cet ensemble devient marin avec la fin du Rhétien.

Lias inférieur : calcaires noirs en petits bancs (Ariétite).

Lias moyen et supérieur : calcaires marmoréens blancs (zoogène entroques).

Aalénien : schistes noirs à miches.

Dogger : puissante alternance de petits bancs de schistes gréseux, calcaires gréseux et passées conglomératiques monogéniques à éléments de Lias blanc.

Lacune du Malm et du Crétacé.

Tertiaire (?) : grès conglomératiques à éléments siliceux du lac du Saut.

2.3. - Unité de Moûtiers externe

Les termes antérieurs au Trias supérieur ne sont pas observables.

Trias supérieur et Rhétien : lagunaire, localement subaérien avec : gypses, argilites, dolomies blondes à cassure foncée, brèches dolomitiques subaériennes.

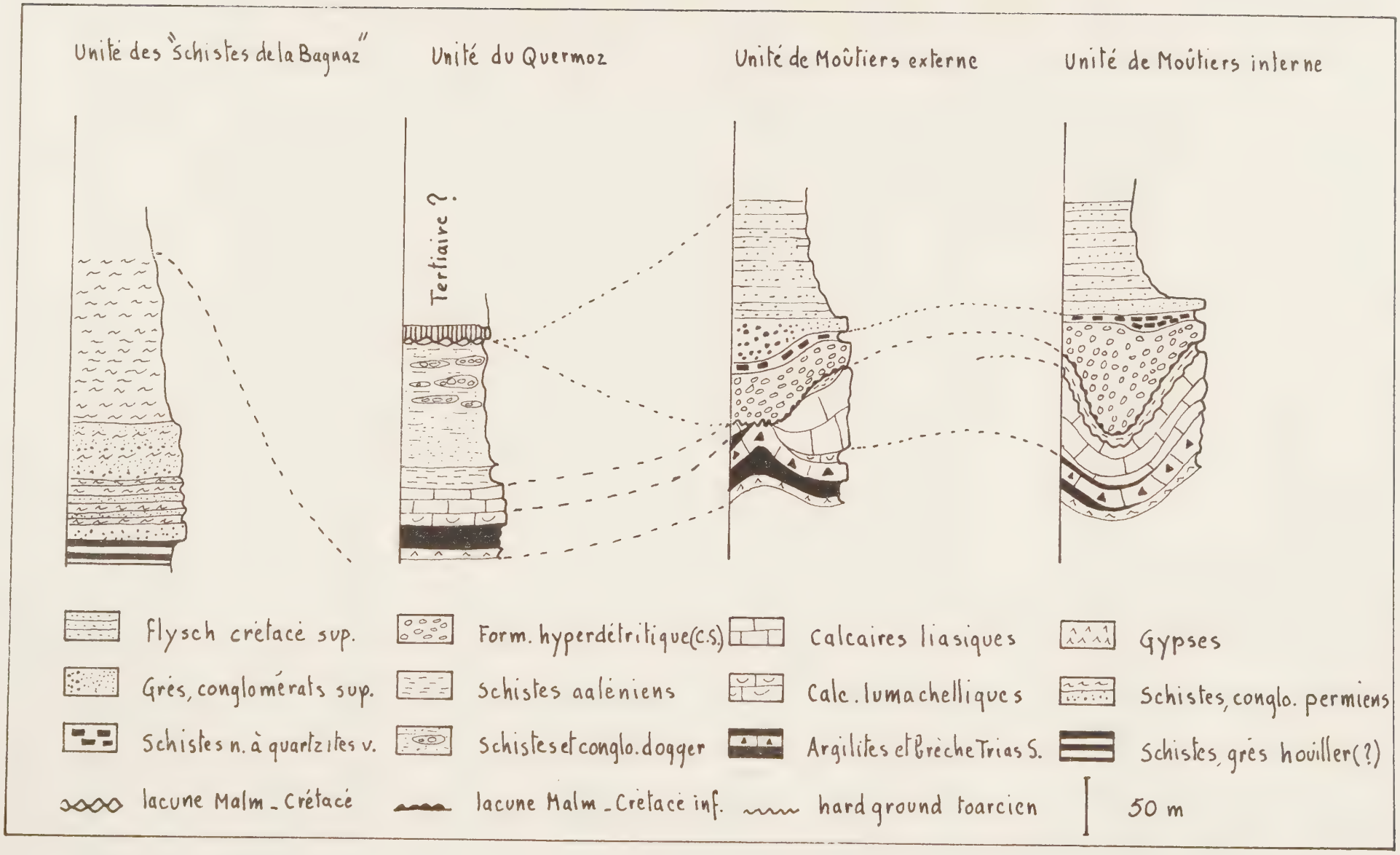


Figure 24 - Colonne stratigraphique des différentes unités mises en évidence dans la région étudiée -

Lias : calcaires marmoréens blancs, type Villette (localement érodés).

Aalénien : schistes noirs ou marron foncé (localement érodés).

Dogger : faible épaisseur de schistes à passées microbréchiques et très rares lentilles de brèches monogéniques à éléments de Lias (localement érodés).

Absence du Malm et de Crétacé inférieur et moyen.

Crétacé supérieur : la série détritique de Tarentaise comprend :
- formation hyperdétritique (Aroley) ;
- schistes noirs à quartzites verts (Marmontain) ;
- conglomérats supérieurs de Montgirod, cette formation est caractéristique de l'unité de Moûtiers externe par son épaisseur et sa clasticité relativement forte (grès calcarifères localement conglomératiques de H. SCHOELLER) ;
- flysch (couche de Saint-Christophe).

Tertiaire : non mis en évidence.

2.4. - Unité de Moûtiers interne

Les termes antérieurs au Trias supérieur ne sont pas observables.

Trias supérieur et Rhétien : mêmes termes lithologiques que dans l'unité de Moûtiers externe, sauf à Villette où le Rhétien terminal est marin (dolomies lumachelliques alternant avec des schistes noirs).

Lias : calcaires marmoréens blancs, type Villette, généralement terminés par un hard ground.

Aalénien : schistes noirs ou marron foncé, localement réduits par la non sédimentation attestée par le hard ground précédent.

Dogger : schistes gris peu épais, à passées microbréchiques.

Absence de Malm et de Crétacé inférieur et moyen

Crétacé supérieur : série détritique de Tarentaise caractérisée, dans cette unité, par la faible épaisseur et la faible clasticité du niveau situé immédiatement au-dessous des couches de Saint-Christophe (grès calcarifères supérieurs de H. SCHOELLER).

3. - ESSAI DE RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE DE LA REGION ETUDIEE (fig. 25 et 26).

Le caractère dominant de la région étudiée est l'extrême mobilité des fonds, liée à une activité tectonique embryonnaire très importante, créant ainsi une paléotopographie très accidentée, qui influence grandement la nature des dépôts. L'activité tectonique se marque dans la région, d'une manière continue, depuis le Trias jusqu'au Tertiaire.

3.1. - Au Permien

Les affleurements de Permien sont peu étendus dans la région étudiée, il s'agit des conglomérats et "schistes de la Bagnaz".

On peut cependant dire que le régime est probablement continental, laguno-lacustre et peut-être deltaïque. La série négative du Permien est le produit du démantellement de reliefs liés à des phases tectoniques hercyniennes au cours desquelles se sont produites des émissions volcaniques acides .

Sur un plan plus général on doit remarquer que les sédiments permiens de notre région présentent une grande parenté avec les sédiments briançonnais de même âge. Ceci indique qu'à cette époque, les différences paléogéographiques entre les différentes zones alpines étaient peu ou pas marquées, et que le même régime sédimentaire devait régner sur de grandes surfaces.

Lacune d'observation du Trias inférieur et moyen.

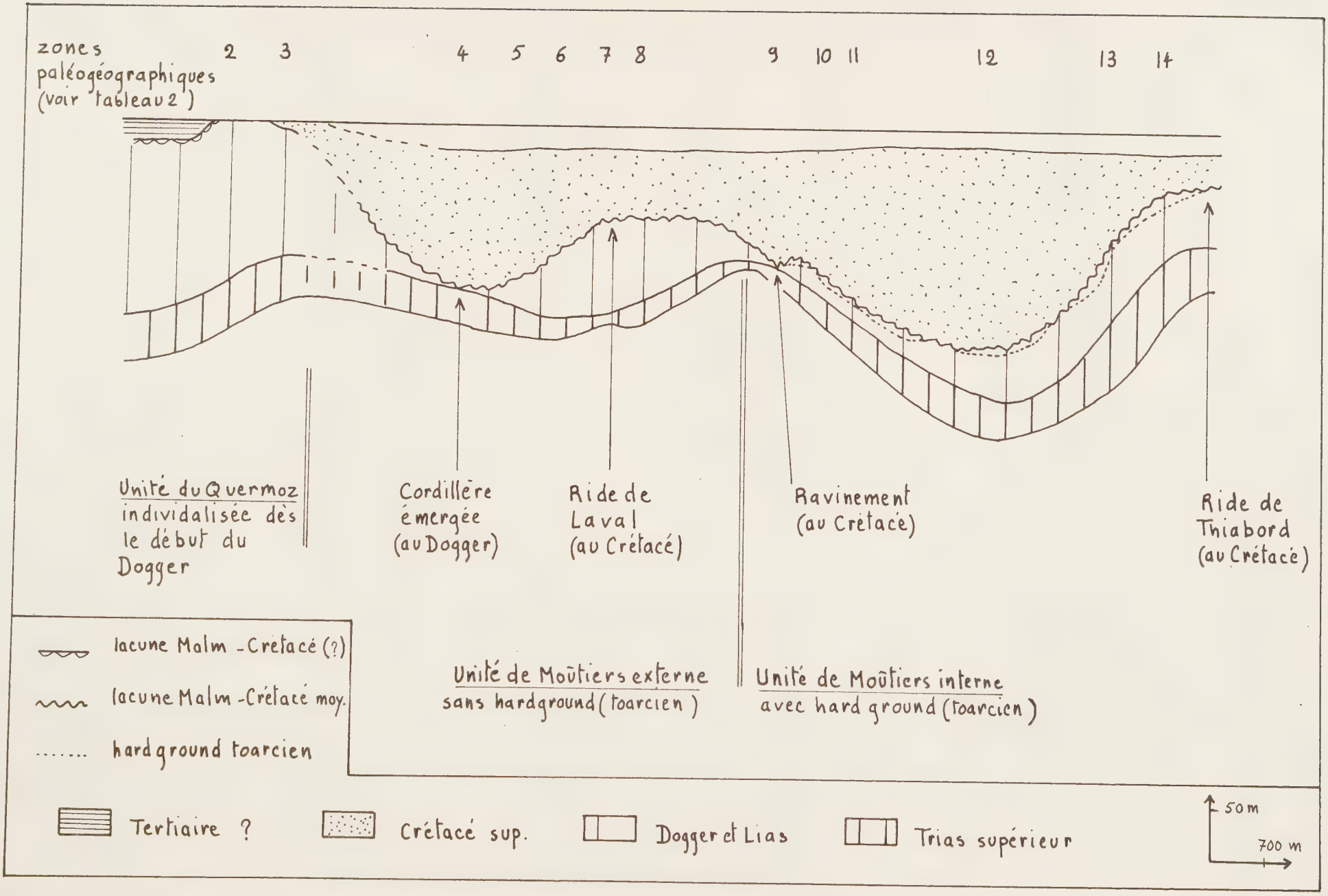


Figure 25 - Coupe palinspastique générale et schématique de la région étudiée (depuis le Trias supérieur jusqu'au Tertiaire) -

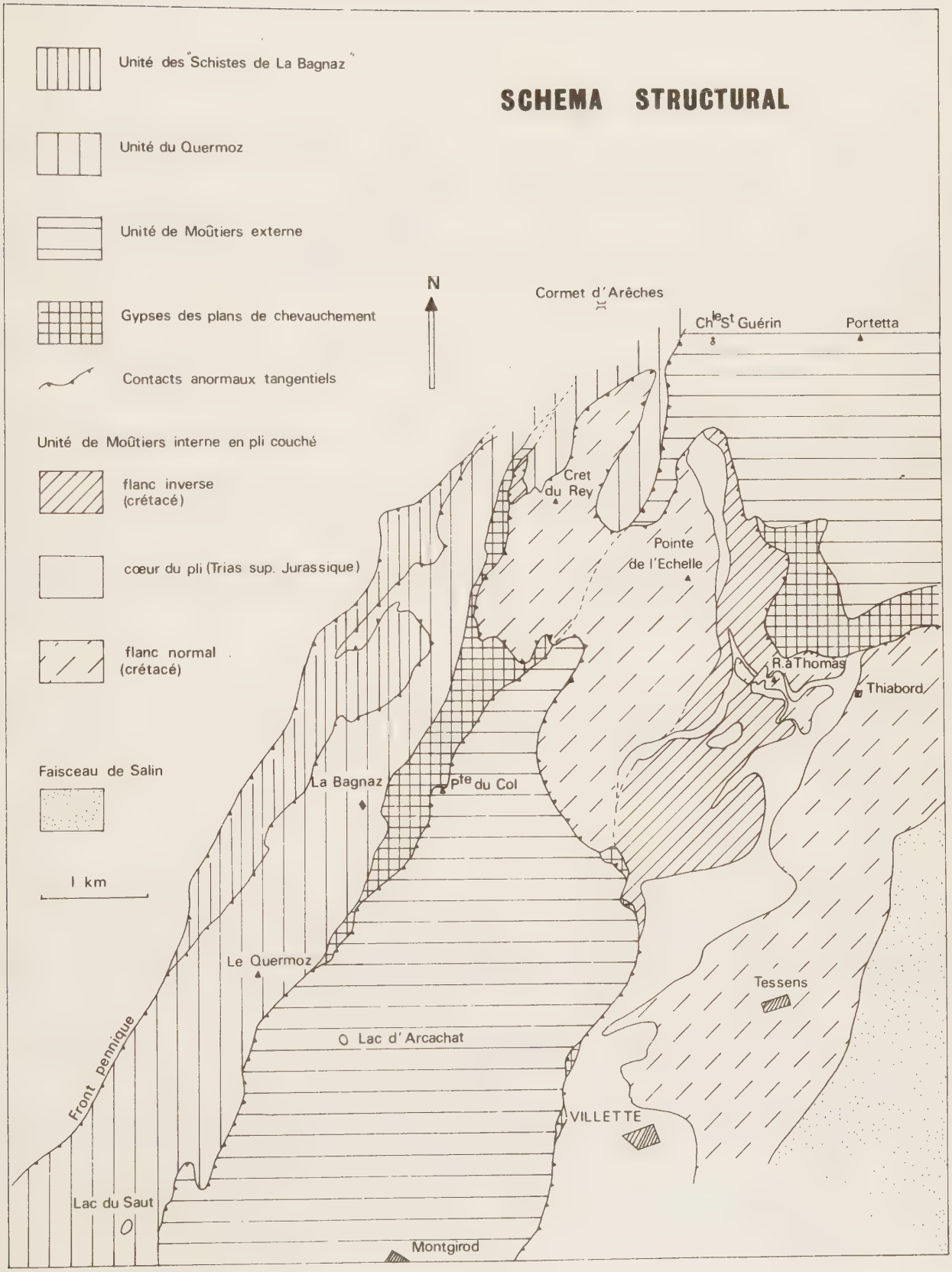


Figure 26 - Schéma structural -

3.2. - Au Trias supérieur - Rhétien

On assiste aux premiers mouvements de la tectonique embryonnaire liés sans doute au début du rejeu de failles profondes, probablement orientées **N** 50° ; ces dernières vont probablement induire l'orientation des zones paléogéographiques.

La paléogéographie est variée et mouvante. Certaines zones sont marines (Villette) d'autres, lagunaires ; d'autres encore, d'abord lagunaires deviennent subaériennes avec formation de brèches.

Au Rhétien, une transgression se manifeste mais elle n'atteind que certaines zones basses, alors que la bréchification subaérienne se poursuit sur les zones émergées jusqu'à l'épanouissement de la transgression liasique.

3.3. - Au Lias

Certaines zones montrent un passage quasi continu du Trias supérieur - Rhétien au Lias. Ailleurs une lacune de sédimentation doit exister à la base du Lias, certains reliefs n'étant submergés que plus tardivement (absence de Rhétien à faciès marin typique, remplacé par des faciès de brèches subaériennes).

Durant la période de dépôt des calcaires du Lias (depuis l'Hettangien jusqu'au Toarcien, dans le meilleur des cas envisageable), un régime de plate-forme néritique existe sur la région étudiée, la bathymétrie étant vraisemblablement celle de l'étage circalittoral. De plus, nous avons émis l'hypothèse (à cause de la présence de rares polypiers notamment), que le régime pouvait être localement récifal, et que les calcaires blancs du Lias pouvaient être plus généralement le produit d'un remaniement périrécifal.

Donc au Lias, la zone des Brèches de Tarentaise s'individualise nettement ; ses faciès et l'épaisseur de ses sédiments sont nettement différents de ceux des zones voisines (briançonnais et subbriançonnais à l'Est et dauphinois à l'Ouest).

A une époque estimée fin Toarcien - début Aalénien (parce que comprise entre le dépôt de calcaires à faciès toarcien et le dépôt de schistes à miches aaléniens), un hard ground s'individualise sur la partie orientale de la région étudiée.

Ainsi se créent à cette époque deux zones paléogéographiques.

- A l'Est : l'unité de Moûtiers interne où la sédimentation est momentanément interrompue.
- A l'Ouest : l'unité de Moûtiers externe où la sédimentation se poursuit sans hiatus.

Il convient de remarquer qu'à cette époque, au Sud de l'Isère, un hard ground existe sur l'unité de Moûtiers (R. BARBIER, 1948), et qu'au Nord du secteur étudié, se produit une importante tectonique antédogger (P. ANTOINE, R. BARBIER, J. DEBELMAS, S. FUDRAL, 1972).

3.4. - A l'Aalénien

Il se dépose des schistes noirs à miches dont la puissance est plus ou moins grande suivant les endroits ; en effet, sur l'unité de Moûtiers interne, le hard ground reflète une lacune de sédimentation qui peut être relativement importante.

3.5. - Au Dogger

Le soulèvement atteint (ou a déjà atteint) vigoureusement la partie orientale de l'unité de Moûtiers externe, créant par contre coup sur la partie occidentale de cette dernière une zone fortement subsidente qui sera désormais appelée "l'unité du Quermoz". Celle-ci est caractérisée par l'épaisseur de ses sédiments d'âge dogger et par la présence, en leur sein, de passées conglomératiques dont les éléments essentiellement liasiques sont empruntés à l'unité de Moûtiers externe restante (vigoureusement rehaussée). Cette dernière est en effet érodée par endroits jusqu'au Trias supérieur et débarassée de son Lias.

Au Sud de l'Isère, un phénomène analogue se produit avec l'érosion du Lias engendrant la formation des brèches jurassiques du Niélard (R. BARBIER, 1948). Au Nord de la région étudiée, les brèches du Grand-Fond reflètent le même événement (S. FUDRAL, 1973).

Ainsi, au Dogger, s'individualise dans notre région, sur l'unité de Moûtiers externe, une zone de cordillère qui se poursuit tant au Sud qu'au Nord ; il s'agit de la Cordillère tarine mise en évidence par R. BARBIER dès 1948 au Sud de l'Isère.

La direction paléogéographique de l'allongement de cette cordillère pouvait être légèrement oblique par rapport aux structures actuelles de la chaîne.

Dans la région étudiée, l'évolution générale de la série jurassique est négative (calcaires - schistes - grès ou schistes gréseux à passées conglomératiques) elle conduit à la lacune du Malm et du Crétacé inférieur et moyen.

A partir de cette période, l'évolution dans les parties nord et sud de la zone des Brèches de Tarentaise, sera décalée dans le temps (dépôt de la formation détritique de Tarentaise pendant le Crétacé dans le Nord et pendant le Tertiaire dans le Sud).

Le processus envisagé pour expliquer ce décalage fait intervenir des mouvements de socle qui ont pour effet, le passage d'une onde orogénique (chapitre 4, paragraphe 4.3.) venant du Nord et se déplaçant vers le Sud en engendrant des sédiments d'âges différents ayant des caractères sédimentogenetiques voisins (identité des roches mères).

3.6. - Au Crétacé supérieur

Dans le domaine étudié, l'arrivée de l'onde orogénique provoque la sédimentation de la série détritique de Tarentaise : hyperdétritique (Aroley), schistes noirs à quartzites verts (Marmontains) grès et conglomérats supérieurs (sans équivalent en Italie ni en Suisse) flysch (couches de Saint-Christophe).

A cette époque, six éléments paléogéographiques sont individualisés avec une direction proche de celle des structures actuelles (obliquité théorique maximale de 20°) :

- unité du Quermoz où rien ne se dépose apparemment. Celle-ci subit peut-être à cause de sa position structurale un plissement anté nummulitique analogue à celui de la zone des Aiguilles d'Arves;
- domaine paléogéographique masqué par le chevauchement de la zone des Brèches de Tarentaise sur l'unité du Quermoz ;
- bassin de Moûtiers externe ;
- ride de Laval (reliquat de la Cordillère tarine) ;
- bassin de Moûtiers interne ;
- ride de Thiabord (séparant l'unité de Moûtiers interne de l'unité du Roignais-Versoyen.

Cette paléogéographie, bien marquée au début du dépôt de la série détritique de Tarentaise va peu à peu s'estomper avec la fin d'un premier cycle sédimentaire qui comprend : la formation hyperdétritique (Aroley) et la formation des schistes noirs à quartzites verts (Marmontains).

Au début d'un deuxième cycle sédimentaire (grès et conglomérats supérieurs et flysch) les deux unités de Moûtiers sont encore nettement différenciées. Sur l'unité de Moûtiers externe, se dépose un assez épais niveau de conglomérats polygéniques et de schistes, alors que sur l'unité de Moûtiers interne l'épaisseur et la clasticité de ce niveau sont nettement inférieures.

Cette formation détritique comprise entre les schistes noirs à quartzites verts et le flysch représente, à mon sens, la base du deuxième cycle sédimentaire lié à des mouvements locaux.

Cette formation de passage au flysch est de moins en moins observable dans l'unité du Roignais-Versoyen, au fur et à mesure que l'on s'éloigne,vers le NE, des unités de Moûtiers.

Un net affinement des sédiments se marque donc depuis l'unité de Moûtiers externe jusqu'à l'unité du Roignais-Versoyen.

A la fin du deuxième cycle sédimentaire, une homogénéisation se produit dans notre région et au Nord de celle-ci avec le dépôt de terrains à faciès flysch.

3.7. - Au Tertiaire

Au Lutétien, au Sud de l'Isère, les conditions de dépôt qui avaient peu changé depuis le Dogger sur la zone des Brèches de Tarentaise, vont évoluer dans doute grâce à l'arrivée de l'onde orogénique (ou d'une inversion de subsidence R. BARBIER ; R. TRUMPY, 1955). Cette dernière provoquerait le dépôt du flysch tertiaire (conglomérats à nummulites, couches calcaires schisteuses et gréseuses).

Dans le Sud de notre région, sur le secteur du lac du Saut (unité du Quermoz) des grès et microconglomérats polygéniques riches en éléments siliceux, sont discordants (discordance cartographique) sur la série jurassique du Quermoz.

Ces grès et microconglomérats présentent un faciès très voisin de celui dans lequel R. BARBIER découvrit des petites nummulites au Niélard. Il se pourrait donc que dans le Sud tout au moins, l'unité du Quermoz possède un flysch tertiaire ; mais la preuve paléontologique n'a pu en être apportée.

Fin Tertiaire - Quaternaire

L'évolution tectonique s'amplifie pour donner à la région sa structure actuelle, illustrée par les figures 19, 20, 21, 22, 26.

4. - RACCORD AVEC LES DOMAINES SITUES AU SUD ET AU NORD DE LA REGION ETUDIEE

4.1. - En fonction des arguments géométriques

4.1.1. - Raccord avec les régions situées au Sud

"Les schistes permiens de la Bagnaz" et l'unité du Quermoz qui représentent peut-être la couverture décollée et clivée de ces schistes, pourraient correspondre au substratum du flysch des Aiguilles d'Arves ; ce dernier étant eventuellement masqué par le chevauchement de la zone des Brèches de Tarentaise sur l'unité du Quermoz.

Pour la zone des Brèches de Tarentaise, l'unité de Moûtiers externe correspond bien au prolongement de l'unité du Niélard, et l'unité de Moûtiers interne serait l'équivalent de l'unité de Moûtiers au sens de R. BARBIER.

4.1.2. - Raccord avec les régions situées au Nord

Les unités de Moûtiers interne et externe se poursuivent au Nord dans les régions de Portettaz - Nova - Grand-Fond (S. FUDRAL, 1973), et disparaissent progressivement sous le chevauchement de l'unité du Roignais-Versoyen.

L'unité du Quermoz, quant à elle, se trouverait dans une position structurale analogue à celle de l'unité de Ferret au front des unités de type Tarentaise.

4.2. - En fonction d'arguments d'ordre stratigraphique

4.2.1. - Les arguments d'ordre stratigraphique confirment les raccords faits sur des bases géométriques au sein des unités de la zone des Brèches de Tarentaise.

4.2.2. - Le raccord de l'unité du Quermoz à l'unité des Aiguilles d'Arves au Sud et de Ferret au Nord, mérite discussion.

4.2.2.1. - Raccord avec les régions situées au Sud

On doit noter que la présence, au sein de l'unité du Quermoz, de passées conglomératiques dont le faciès est très voisin de celui des "Brèches" du Niélard, ne peut prouver à elle seule une proche parenté entre ces deux unités. Par contre, ces passées et la grande épaisseur de la série détritique de l'unité du Quermoz, caractérisent un bassin subsident qui borde à l'Ouest la zone de cordillère (unité de Moûtiers externe, unité du Niélard).

Cependant, si les arguments géométriques sont en faveur d'un raccord entre unité du Quermoz et zone des Aiguilles d'Arves, les faits stratigraphiques permettent de nuancer cette affirmation. En effet, le fait que l'unité du Quermoz subisse encore des apports en provenance de la zone des Brèches de Tarentaise et ne présente en même temps que de discrètes similitudes avec la zone des Aiguilles d'Arves (absence de Crétacé et présence probable de grès et microbrèches tertiaires discordants sur la série jurassique), montre que l'unité du Quermoz est une zone intermédiaire qui peut représenter la partie la plus interne de la zone ultra dauphinoise.

4.2.2.2. - Raccord avec les régions situées au Nord

Les descriptions faites par P. ANTOINE de la série de Ferret (1971, p. 288) correspondent aux passées conglomératiques près à celles de la série jurassique du Quermoz.

Ce fait lithostratigraphique est en faveur d'un raccordement de la série du Quermoz à la série de Ferret. La possibilité que cette dernière soit donc"ultra dauphinoise" (ultra helvétique) n'avait pas été exclue par P. ANTOINE.

TABLEAU RECAPITULATIF

Tableau 5

Sud de l'Isère	Région étudiée	Au N du vallon du Cormet d'Arêches	Italie
Aiguilles d'Arves			
	Quermoz	Col du Coin (?)	Ferret (?)
Niélard	Moûtiers externe	Moûtiers externe	Ecailles frontales (?)
Moûtiers	Moûtiers interne	Moûtiers interne	
	Roignais-Versoyen	Roignais-Versoyen	Roignais-Versoyen

APPENDICE

FAITS NOUVEAUX APPORTES A LA CONNAISSANCE DE LA REGION ETUDIEE

1. - SUR LE PLAN STRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE, APPARAISSENT OU SE CONFIRMENT LES FAITS SUIVANTS :

- la présence de conglomérats à la base des "schistes de la Bagnaz" et la confirmation de l'âge permien de ces derniers ;
- l'existence, durant le Trias supérieur-Rhétien, sur la région étudiée, d'une surface polygénique à dépôts corrélatifs ;
- l'âge triasique et non dogger des couches dites de Villette ;
- le caractère négatif de l'évolution de la série jurassique ;
- l'existence, dès le Jurassique, de trois zones paléogéographiques qui sont de l'ESE à l'WNW :
  - -- l'unité de Moûtiers interne,
  - -- l'unité de Moûtiers externe,
  - -- l'unité du Quermoz ;
- la présence de deux rides et de deux bassins pendant la sédimentation du Crétacé supérieur ;
- la succession au cours du Crétacé supérieur, de deux cycles sédimentaires ayant tous deux une évolution négative ;
- l'existence sur l'unité de Moûtiers externe, à la base du deuxième cycle sédimentaire, d'une formation gréso-conglomératique. Cette dernière qui est comprise entre les couches des Marmontains et les couches de Saint-Christophe, est caractéristique de l'unité de Moûtiers externe ; elle est absente sur le reste du domaine valaisan ;
- l'existence dans le Sud de l'unité du Quermoz, de sédiments à faciès tertiaire discordant sur des terrains jurassiques ;
- le caractère "ultra dauphinois interne" de l'unité du Quermoz.

2. - SUR LE PLAN STRUCTURE ET TECTONIQUE LES FAITS NOUVEAUX SONT :

- la mise en évidence du pli couché chevauchant de Villette-Roche à Thomas-Crêt du Rey (amplitude 6 km) ;
- la mise en évidence d'un style tectonique nouveau pour la région : unités tectoniques superposées ;
- la confirmation de l'importance du rôle de la tectonique embryonnaire dans l'édification de la chaîne au niveau de la région étudiée ;
- l'identification de trois unités tectoniques :
  - -- unité supérieure en pli couché ou unité de Moûtiers interne,
  - -- unité inférieure ou unité de Moûtiers externe,
  - -- unité du Quermoz (zone des Ecailles frontales de H. SCHOELLER) ;
- des précisions sur les modalités du raccordement entre les unités appartenant à la zone des Brèches de Tarentaise sensu stricto, tant au Nord qu'au Sud de la région étudiée

---

BIBLIOGRAPHIE

1. - BIBLIOGRAPHIE REGIONALE

(1) AMSTUTZ (A.), 1955. - Sur le Permo-Carbonifère des Pennides. - C.R.Acad. Sci., t. 241, p. 1150-1152.

(2) ANTOINE (P.), 1970. - Une nouvelle subdivision dans le domaine valaisan en Tarentaise et dans le Haut-Val d'Aoste. - C.R.Acad. Sci., t. 270, p. 1548-1551.

(3) ANTOINE (P.), 1971. - La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. - (Mem. Lab. Géol. Grenoble, n° 9, p. 367).

(4) ANTOINE (P.), 1972. - Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse (bilan des connaissances actuelles sur ce secteur de la zone des Brèches de Tarentaise). - Géologie alpine, t. 48, p. 5-40, 12 figures, 1 schéma.

(5) ANTOINE (P.), BARBIER (R.), COLLART (J.), 1972. - Sur la présence de faciès volcano-sédimentaires à la base des "Schistes de la Bagnaz" (zone des Brèches de Tarentaise, Savoie). - Géologie alpine, t. 48, n° 1, p. 41-47.

(6) ANTOINE (P.), BARBIER (R.), DEBELMAS (J.), FUDRAL (S.), 1972. - Précisions chronologiques et paléogéographiques sur les brèches du massif du Grand-Fond (zone des Brèches de Tarentaise, Savoie). Géologie alpine, t. 48, n° 1, p. 49-59.

(7) BARBIER (R.), 1943. - L'âge des "Schistes de la Bagnaz". - C.R. Soc. géol. France., n° 3, p. 22-23.

(8) BARBIER (R.), 1948. - Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. - Mém. Serv. Carte Géol. France, p. 291.

(9) BARBIER (R.), 1951. - La prolongation de la zone subriançonnaise de France, en Italie et en Suisse. Trav. Lab. Géol. Grenoble., t. 29, p. 3-46.

(10) BARBIER (R.), 1952. - La stratigraphie du Trias de la nappe des Brèches de Tarentaise (zone subbriançonnaise externe) dans la région de Moûtiers (Savoie). - C.R. Soc. Géol. France, n° 6, t. 2, p. 94-97.

(11) BARBIER (R.), TRUMPY (R.), 1955. - Sur l'âge du flysch de la zone des Brèches de Tarentaise. Bull. Soc. Géol. France, t. V, p. 207-216.

(12) BARBIER (R.), 1956. - L'importance de la tectonique anténummulitique dans la zone ultra dauphinoise au Nord du Pelvoux : la chaîne arvinche. Bull. Soc. Géol. France, t. VI, p. 355-370.

(13) BARBIER (R.), 1961. - Les reliefs "vindeliciens" et la transgression liasique dans la zone dauphinoise. Aperçu paléogéographique de cette zone au Lias. Colloque sur le Lias français. Chambéry, 1960. Mém. Bull. Rech. Géol. Min., n° 4, p. 691-694.

(14) BARBIER (R.), 1963. - Quelques réflexions sur le Trias des zones externes des Alpes françaises. - C.R. Colloque sur le Trias, Mém. Bur. Rech. Géol. Min., n° 15, p. 243-246.

(15) BARFETY (J.C.), GIDON (M.), LEMOINE (M.), 1970. - Observations nouvelles et hypothèses sur le Trias supérieur de la zone briançonnaise. - C.R.Acad. Sci., t. 270, p. 2900-2902.

(16) BARFETY (J.C.), DEBELMAS (J.), MOUTERDE (R.), 1972. - Caractères stratigraphiques, paléontologiques et structuraux du Jurassique inférieur et moyen des bordures W et SE du massif de Belledonne (Isère). - Géologie alpine, t. 48, p. 61-86.

(17) BAUD (A.), 1972. - Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. - Ecl. Geol. Helv., vol. 65, p. 43-55.

(18) BEUF (S.), BIJU DUVAL (B.), CHARPAL (O. de), ROGNON (O.), GABRIEL (O.), BENNACEF (A.), 1971. - Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Paris, Technip ed. publication I.F.P., 465 p.

(19) BRONNIMAN (P.), CHAROLLAIS (J.), KOEHN-ZANINETTI (L.), ROSSET (J.), 1969. - Découverte de faraminifères du Trias supérieur dans les klippes des Aunes (Haute Savoie). - C.R. Soc. Phy. Hist. Nat. de Genève, vol. 4, p. 89-99.

(20) DEBELMAS (J.), 1952. - Les brèches du Trias supérieur dans le massif de Gaulent au Sud de Briançon, près l'Argentière (Hautes Alpes). - Trav. Lab. Géol. Grenoble., t. 30, p. 103-106.

(21) DEBELMAS (J.), 1955. - Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentales entre Vallouise et Guillestre (Hautes Alpes). Thèse, Mém. Serv. Carte géol. France., 171 p.

(22) DEBELMAS (J.), LEMOINE (M.), 1957. - Discordance angulaire du Rhétien sur le Trias dans le massif de Peyre-Haute au Sud de Briançon. Importance de l'érosion anté-rhétienne dans la zone briançonnaise. - Bull. Soc. géol. France., t. VII, p. 489-493.

(23) DEBELMAS (J.), LEMOINE (M.), 1961. - Etat actuel de nos connaissances sur la stratigraphie du Trias dans le Briançonnais sensu stricto. Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier, Mém. Bur. Rech. Géol. Min., p. 232-242.

(24) DEBELMAS (J.), LEMOINE (M.), 1964. - La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après des travaux récents. L'information scientifique, n° 1, 33 p.

(25) DEBELMAS (J.), 1970. - La position des formations de type flysch dans le développement orogénique des chaînes méditerranéennes. - Bull. Soc. géol. France., t. XII, n° 4, p. 595-598.

(25 bis) ELLENBERGER (F.), 1958. - Etude géologique du pays de la Vanoise. Thèse. Mém. Serv. Carte Géol. France t. 50, 561 p.

(23) FABRE (J.), 1961. - Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et Tarentaise (Alpes de Savoie) Thèse. Mém. B.R.G.M., n° 2, 308 p. 52 fig., 1 carte.

(27) FABRE (J.), FEYS (R.), 1965. - Les séries bariolées du massif de Rochachille. Leur rapport avec le "Verrucano" de Briançon et les "Permien" de Maurienne et de Tarentaise - Synposium sur le Verrucano. - Soc. Toscana Sci. Nat. Pisa, 1966, p. 143-169.

(28) FEUILLE (P.), 1970. - Y a-t-il des flysch pyrénéens. - Bull. Soc. géol. France. - t. XII, n° 4, p. 603-611.

(29) FUDRAL (S.), 1973. - Contribution à l'étude de l'unité de Moûtiers entre le torrent du Cormet d'Arêches et le hameau des Chapieux. Thèse 3e cycle, Grenoble.

(30) SCHOELLER (H.), 1929. - La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère. - Bull. Carte géol. France, n° 775, t. XXXIII, thèse 422 p.

(31) TRUMPY (R.), 1955. - Remarque sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine de la nappe des Préalpes. Bull. Soc. géol. France (6), V, p. 217-231.

(32) TRUMPY (R.), 1957. - Quelques problèmes de paléogéographie alpine. Bull. Soc. géol. France, (6), VII, p. 443-461.

(33) TRUMPY (R.), 1965. - Considération générale sur le "Verrucano" des Alpes suisses. - Symposium sur le Verrucano. Soc. Toscana Sci. Nat., Pisa 1966, p. 212-232.

2. - BIBLIOGRAPHIE GENERALE

(34) BLANC (J.J.), 1968. - Méthodes d'étude des séries sédimentaires. Trav. Lab. géol. Luminy. Marseille

(35) CAROZZI (A.), 1953. - Pétrographie des roches sédimentaires. 27 fig., 250 p. F. Rouge et Cie, ed. Lausanne.

(36) CAROZZI (A.), BOUROULLEC (J.), DELOFFRE (R.), RUMEAU (J.C.), 1972. - Microfaciès du Jurassique d'Aquitaine. Bull. centre Rech. S.N.P.A., Pau.

(37) JUNG (J.), 1958. - Précis de pétrographie. 160 fig., 20 planches h.t., 313 p. Masson et Cie éd.

(38) LOMBARD (A.), 1956. - Les séries marines. - Masson, éd. 723 p.

(39) LOMBARD (A.), Faciès littoraux en fonction du milieu morpho-tectonique. Bull. Bur. Rech. géol. Min. 2e série, section IV, n° 4, p. 21-24.

(40) MANGIN (J.P.), 1972. - Tentative de définition des "ensembles" flysch et molasse au sens mathématique du terme. Bull. Soc. Géol. France, p. 114-116.

(41) MORET (L.), 1932. - Précis de géologie. 678 p., 322 fig. Masson et Cie, ed.

(42) RECH-FROLLO (M.), 1971. - Les carbonates du flysch. Publication Assoc. Géol. Sud Est. - Sédimentation et diagenèse des carbonates. Pau, 1971, p. 17-27.

3. - PUBLICATIONS A PARAITRE EN 1973

43 P. ANTOINE - R. BARBIER - J. COLLART : le problème des "Couches supérieures" de Villette en Tarentaise (Savoie).

44 P. ANTOINE - R. BARBIER - J. COLLART : l'âge jurassique de la série du Quermoz au Nord de Moûtiers (Savoie).

45 P. ANTOINE - R. BARBIER - J. COLLART : mise en évidence d'un pli couché kilométrique (6 km) dans la zone des Brèches de Tarentaise au NW d'Aime (Savoie) et ses conséquences structurales (Géologie Alpine).

Vu,
Grenoble, le
le Président de la thèse

R. BARBIER

Vu, et permis d'imprimer
Grenoble, le
le Président de l'Université
Scientifique et Médicale

M. SOUTIF